

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



JAN VOJTÍŠEK

Krasovnění karbonáto-silikátových hornin: rešerše literatury a loužící experimenty

Karstification of carbonate-silicate rocks: review of literature and leaching experiments

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Praha, 2016

Prohlášení:

Prohlašuji, že je tato bakalářská práce mým původním autorským dílem, které jsem vypracoval samostatně. Veškeré literární zdroje, ze kterých jsem při zpracování práce čerpal, v práci řádně cituji a jsou uvedeny v seznamu použité literatury. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne

.....

Jan Vojtíšek

Poděkování

Hlavní dík patří vedoucímu mé bakalářské práce, Jiřímu Bruthansovi, za skvělé vedení, za jeho konzultace, podmětné rady a připomínky a za veškerý čas, který mi věnoval. Velký dík patří Františku Balákovi za cenné rady se zpracováním a loužením vzorků. Dále děkuji Michalovi Filippimu za přístup do laboratoře Geologického ústavu AV ČR a za pomoc s drcením a mletím vzorků, Jiřímu Adamovi za poskytnutí informací o vrtech a vzorků z hmotné dokumentace k bezjádrovým vrtům, Stanislavu Šechovi a Ronaldu Nádaskayovi za přístup do archivu vrtné dokumentace české geologické služby v Lužné u Rakovníka, paní Škorpíkové za zpracování vzorků v brusárně P F UK. Především bych zde ale chtěl poděkovat své rodině, blízkým přátelům a známým za podporu během psaní práce i za podporu během celého studia. Bakalářská práce byla finančně podpořena grantem GA ČR č. 16-19459S. V práci byla využity vzorky z vrtných jader z projektu Rebalance zásob podzemních vod.

Abstrakt

Proces krasovnění není vázán jen na dobře rozpustné horniny, jako jsou vápence a evapority, ale projevuje se i v jiných horninách, jako jsou křemence nebo siliciklastické horniny s karbonátovým tmelem. „Ghost rock“ krasovnění je, na rozdíl od vzniku klasického krasu, dvoustupňový proces, kdy jsou nejprve v hornině odstraněny rozpustné složky a následně jsou erodovány a vyplaveny složky nerozpustné. Tyto procesy se uplatňují i v České republice, například v České křídové pánvi (dále KP). Součástí této práce byly loužicí experimenty se vzorky, které byly odebrány z KP. Loužení v kyselině chlorovodíkové je zrychlenou simulací přírodních procesů rozpouštění kyselými roztoky. Loužením vzorků v kyselině došlo ke snížení jejich pevnosti, někdy až k jejich rozpadu. Horniny, které se rozpadly jsou pravděpodobně náchylné ke vzniku krasových kanálů. Loužicí experimenty ukázaly, že obsah karbonátů je důležitým, ale však jediným, ovlivňujícím faktorem v procesu krasovnění.

Abstract

The process of karstification doesn't occur only in easily soluble rock, such as limestone and evaporites, but also occurs in other rocks such as quartzites or siliciclastic rocks with carbonate cement. The „ghost rock“ karstification is, unlike the classical karstification, two-step process, where the soluble component are dissolved first and subsequently the insoluble components are eroded and flushed away. These processes also occur in the Czech Republic, for example in the Bohemian Cretaceous Basin (BCB). Practical part of this thesis consists of leaching experiments of samples from BCB. Leaching in hydrochloric acid is an accelerated simulation of natural processes of dissolution by acidic solutions. Leaching of the samples in acid led to the decrease of sample strength, sometimes to their desintegration. The samples are probably prone to the evolution of karst conduits. Leaching experiments showed that the carbonate content is an important but not the only driving factor in the karstification process.

Obsah

1	Úvod.....	8
1.1	Zaměření a cíle práce.....	8
1.2	Siliciklastické horniny	9
1.3	Karbonáty	11
1.4	Porozita a propustnost	13
1.5	Kras a krasovnění	15
1.6	Rozpouštění kalcitu	17
2	Krasovnění k emenci a hornin s přímou karbonát	19
2.1	Krasovnění k emenci	19
2.2	„Ghost rock“ krasovnění	21
2.2.1	Příklady „ghost rock“ krasovnění	26
3	Metodika a data	32
3.1	Charakter vzorků	33
3.2	Metodika zpracování vzorků	35
3.2.1	Loužení v kyselině chlorovodíkové	35
3.2.2	Hodnocení reakce vzorku horniny na kyselé prostředí	37
3.2.3	Vážení vzorků	38
3.2.4	Porozita a další parametry vzorků	38
3.2.5	Odhad obsahu karbonátů	39
3.2.6	Kalcimetrie.....	39
4	Výsledky	41
4.1	Porozita vzorků	41
4.2	Obsah karbonátů	43
4.3	Rozpad vzorků	43
5	Diskuse.....	45
6	Závěr	48

7	Literární zdroje	49
8	Přílohy	52
8.1	Tabulky	52
8.2	Porovnání vzorků před a po loužení v HCl	59

1 Úvod

1.1 Zaměření a cíle práce

Tato bakalářská práce je zaměřena hlavně na proces krasovnění zvláštních druhů hornin. Kromě běžného krasu se kras vyskytuje i v křemenci a horninách, kde karbonáty jen tvoří tmel. Takové horniny jsou i na našem území, například v české křídové pánvi (dále jen KP), kde se tvoří kolektory o velkém hospodářském významu. V KP jsou v takových horninách přítomny prameny s velkou vydatností, ale není zcela známo, jaký vliv při jejich vzniku hraje právě krasovnění (Krásný et al., 2012). KP je nejdležitější hydrogeologická struktura na území ČR a její sedimenty mají značný ekonomický význam, zvláště díky přítomnosti zásob a zdrojů podzemní vody (Heríček, 2003).

Cílem rešeršní části bakalářské práce bylo na základě rozboru zahraniční literatury popsat, jak probíhá krasovnění v siliciklastických horninách s obsahem karbonátů a charakterizovat „ghost rock“ krasovnění a to v etn. podmínkách a projevit, co způsob krasovnění.

Praktická část bakalářské práce svým zaměřením navazuje na rešeršní část a byla založena na zpracování odebraných vzorků hornin z nových vrtů projektu Rebalance z různých oblastí KP. Jádra byla vybrána selektivně tak, aby především vzorkovala karbonátem bohaté horizonty (vyznačené odpovídajícími geology, kteří vrt vzorkovali a popisovali) anebo byly vzorky zacíleny na části vrtu, kde byly zjištěny přítoky karotáží ve vrtu, anebo na úseky, kde jsou očekávané kolektory, kde je podezření na vysoký obsah karbonátů (východočeská křída). Většina vzorků pocházela z faciální oblasti jizerské křidy. Jedná se o oblast kvádrových pískovců s tenkými vložkami kalcifikovaného pískovce. Tato oblast je nejrozsáhlejší a nejmnějším uložením křídových pískovců nejvyšších specifických vydatností podzemní vody (Hynie, 1961). Druhou oblastí je ohárecká křída. Hynie (1961) řadí tuto oblast do facie páchodních hornin (písitých slínovců a slinitých a vápnitých pískovců). Konečně třetí studovanou oblastí je orlicko-žárská faciální oblast, která spadá do facie vápnitých pískovců, prachovců a spongilitů (Krásný et al., 2012).

KP je nejrozsáhlejší, plošně spojitá sedimentární pánev v ČR, která pokrývá značnou část severní části českého masivu (Heríček, 2003). Rozprostírá se na ploše 14600 km², z toho 12490 km² leží na území České republiky (Heríček, 2003) a sahá v délce 290 km od okolí Drážďan až na severozápadní Moravu (Chlupáč et al., 2011).

Práce metodikou navazuje na diplomovou práci Františka Baláka (2015). Na rozdíl od F. Baláka, který zpracovával především jádra odebraná z povrchových výchoz, o nichž nebylo předem nic o obsahu karbonátů známo, je tato práce zaměřena zejména na facie, které jsou podle popisu vrtného profilu karbonáty bohatší, nebo mají hydrogeologický význam. Existence nových jádrovaných vrtů z projektu Rebalance umožnila poprvé detailně studovat tyto horizonty.

Práce je založena na pozorování reakce vzorků na loužení v kyselině chlorovodíkové (HCl). Vzorky jsem před loužením v HCl zvážil a změřil u nich porozitu, po loužení jsem vážení opakoval a dle naměřených hodnot jsem určil, jaký měl loužení vliv na změnu hmotnosti, na porozitu a pevnost vzorků. Loužení v HCl je zrychlená analogie krasového rozpouštění hornin působením kyselými roztoky. Oproti nim je ale HCl o mnoho silnější, horniny se tedy rozpouští rychleji, což umožňuje snazší vytvoření představy o náchylnosti hornin ke krasování. Místa, ze kterých byly odebrány vzorky, které se při loužení zcela rozpadly, nebo se u nich velmi snížila pevnost, by teoreticky mohla být vhodným prostředím pro vznik krasových kanálů.

1.2 Siliciklastické horniny

Siliciklastické horniny jsou sedimentární horniny, které jsou složeny převážně z klast (úlomků hornin). Klasty jsou tvořeny zrny minerálů (například křemenem), úlomky magmatických, metamorfních i starších sedimentárních hornin. Tyto klasty vznikly díky působení mechanického, chemického a biologického zvětvávání. Dále byly více či méně transportovány různými mechanickými pochody (například vtrhem, tekami, ledovci, tídními proudy) do sedimentárního prostředí. Složení siliciklastických hornin je v širším slova smyslu odrazem zvětvávacích procesů, které jsou ovlivněny hlavně klimatem a geologií zdrojové oblasti horniny, složení je dále ovlivněno délkou transportu a diagenetickými procesy (Tucker, 2001).

Další důležitou složkou siliciklastických hornin je matrix (základní hmota), která je tvořena jemným materiálem, který se usadil zároveň s klasty. Matrix buď vyplňuje mezery mezi vlnkami klasty nebo vlní klasty plavou. V pískovcích může být tvořena prachem nebo jílem, případně směsí obou zmíněných frakcí, ve štěrčích nebo slepencích se kromě jílu a prachu může v základní hmotě vyskytovat i písek (Skoček, 1993). Důležitou složkou je i mikrit, mikrokrytalický kalcit s velikostí zrn do 0,004 mm (Tucker, 2001)

Tetí nejdležitější složkou siliciklastických hornin, která může a nemusí být přítomna, je tmel (Skoček, 1993). Tmel má v siliciklastických sedimentech vždy sekundární povahu. Vzniká teprve po uložení sedimentu, nejprve ji vysrážením z roztoku v otevřených dutinách a pórech a méně často i zatlačení základní hmoty nebo málo stabilních klastických zrn (Skoček, 1993). Tmel tvořený krystalickým vápencem se nazývá sparit (Tucker, 2001). Základním klasifikačním kritériem siliciklastických hornin je jejich struktura (velikost, tvar a distribuce částic).

Pod štěrky a slepenec patří sedimenty tvořené převážně klasty velikosti nad 2 mm. Klasifikují se na základě velikosti a zaoblení klastů. Štěrk je nepevným ekvivalentem slepence. Brekie je na rozdíl od slepence tvořena neopracovanými nebo málo opracovanými ostrohrannými klasty (to svědčí o kratším transportu klastů).

Pod písek a pískovec patří sedimenty tvořené převážně klasty velikosti 0,063 až 2 mm (Tucker, 2001). Klasty jsou tvořené v těšinou kmenem, živci, slídkami a úlomky hornin. Základní hmotu pískovce tvoří prachové nebo jílovité částice. Podle množství základní hmoty se rozlišují pískovce s podprávnou strukturou zrn, kde základní hmota vyplňuje mezery mezi klasty, a pískovce s podprávnou strukturou matrix, kde klasty v základní hmotě plavou. Tmel je produktem krystalizace roztoků, které vyplňovaly póry v diagenetickém stádiu. Podle množství se rozlišuje tmel bazální (klasty se navzájem nedotýkají), pórový (tmel vyplňuje mezery mezi klasty), kontaktní neboli meniskový (tmel je pouze na hranicích klastů), povlakový (tmel tvoří povlaky klastů). Tmel pískovce je nejprve tvořen karbonáty, kmenem, opálem, sulfáty, oxidy železa a manganu. (Skoček, 1993)

Pod prach a prachovec patří sedimenty tvořené převážně klasty velikosti 0,004 až 0,063 mm (Tucker, 2001). Z hlediska klasifikace je nejvýznamnější horninová sada prach-jíl a prachovec-jílovec. V angloamerické literatuře se často spojuje prachová a jílová frakce v jedinou složku označovanou termínem kal (angl. mud), zpevněný ekvivalent je kalovec (angl. mudstone). Jde o sediment, který obsahuje mezi 33 a 67 % prachové frakce, zbytek je tvořen jílem. Mineralogické složení prachovce je obdobné jako u pískovce, hlavním minerálem prachové frakce je v těšinou kmen. (Skoček, 1993)

Termín jílu má dva významy. Označuje sediment tvořený jílovými minerály (= mineralogický jíl) a sediment tvořený částicemi velikosti pod 0,004 mm, bez ohledu na jejich složení (= fyzikální jíl). Jíl je obvyklou složkou v těšině hrubších klastických sedimentů, proto existují souvislé horninové řady mezi jíly, prachovci, pískovci a slepenci. Jíl je i částí součástí neklastických sedimentů (vápence, silicity, ferolity, manganolity a solných sedimentů). (Skoček, 1993)

Sedimenty se často skládají z více složek o různé zrnitosti a složení. Sedimenty tvořené těmi komponentami bývají klasifikovány pomocí trojúhelníkových diagramů, v jejichž vrcholech je vyznačeno sto procent příslušné složky, příklad takového trojúhelníku je na obrázku 1.3.

1.3 Karbonáty



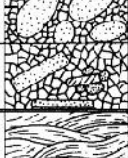

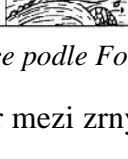
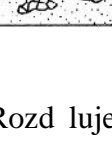
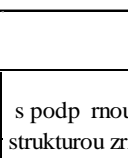
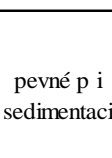
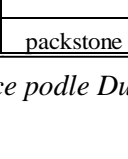
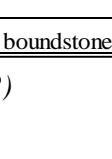
Karbonáty jsou nejrozšířenějšími biochemickými horninami na zemském povrchu (Skoček, 1993). V tvorbě karbonátových sedimentů převládají biologické a biochemické procesy, v nichž dochází i k anorganickému srážení CaCO_3 z mořské vody (Tucker, 2001). Karbonáty tvoří hojné horninové řady s dolomitem, jílem, křemítkem, pískem, méně často s jinými karbonáty, ferolity a fosfáty (Kukal, 1985). Hospodářský význam karbonátů dnes spoívá především v tom, že se v nich nachází asi polovina světových zásob ropy (Tucker, 2001).

Z hlediska geneze se vápence dělí na chemogenní, organogenní a detritické. Chemogenní vápence vznikly na místě chemickým nebo biochemickým srážením uhlíkatého vápenatého. Do této skupiny patří různé sintry (jeskynní povlaky, krápníky, sintrové kupy a kaskády, usazeniny horkých pramenů, jako v údlovec nebo hrachovec), travertiny a některé typy jezerní křídly. Typickým biochemickým sedimentem jsou sošové povlaky neboli stromatolity. Za organogenní nebo biogenní vápence jsou považovány sedimenty, které vznikly činností různých horninotvorných organismů. Detritické vápence vznikají ukládáním v podobě částic (biodetritu), například schránek živočichů. (Skoček, 1993)

Transport a sedimentace biodetritu závisí na stejných faktorech jako distribuce siliciklastického terigenního materiálu, ale zásadní rozdíl mezi karbonáty a siliciklastickými sedimenty spoívá v rychlosti a charakteru diagenetických změn – relativně vysoká rozpustnost uhlíkatých minerálů v povrchových a podzemních vodách způsobuje totiž všeobecně daleko rychlejší litifikaci karbonátů (Skoček, 1993).

V současné době jsou nejvíce rozšířeny dva druhy klasifikace karbonátů, Folkova (1959), viz obrázek 1.1 a Dunhamova (1962), viz obrázek 1.2.

Folkova (1959) klasifikace je strukturně genetická a vychází z analogie mezi vápenci a terigenními klastickými sedimenty. Je založena především na složení a rozlišuje tyto složky: zrna (alochemy; částice a zrna, která jsou analogií klastů, například úlomky schránek); matrix, tvořená hlavně mikritem (nejjemnější jsou část vápence) a tmel, tvořený hlavně sparitem (zrnitý kalcit). Podle dominantního obsahu zrn se používají předpony k mikritu a sparitu. Přítomnost fosilií ve vápencích se označuje předponou bio-, jsou-li přítomny ooidy (tj. kulovité částice s koncentrickou strukturou, vznikající přirůstáním minerálních vrstev kolem jádra nebo kolem krystalizačního centra), je předpona oo-, peloidy (tj. oválná tělíska často bohatá organickou substancí; bývají fekálního, asového aj. původu) pel- a intraklasty (sedimentární částice z uhlíkatého vápenatého, vzniklá synsedimentární erozí dna sedimentární pánve) intra-.

	DRUH VÁPENCE			
	SPOJENO SPARITEM		SPOJENO MIKRITEM	
BIOKLASTY	BIOSPARIT		BIOMIKRIT	
OOIDY	OOSPARIT		OOMIKRIT	
PELOIDY	PELSPARIT		PELMIKRIT	
INTRAKLASTY	INTRASPARIT		INTRAMIKRIT	
VÁPENCE TVOŘENÉ NA MÍSTĚ	BIOBITIT		DISMIKRIT	

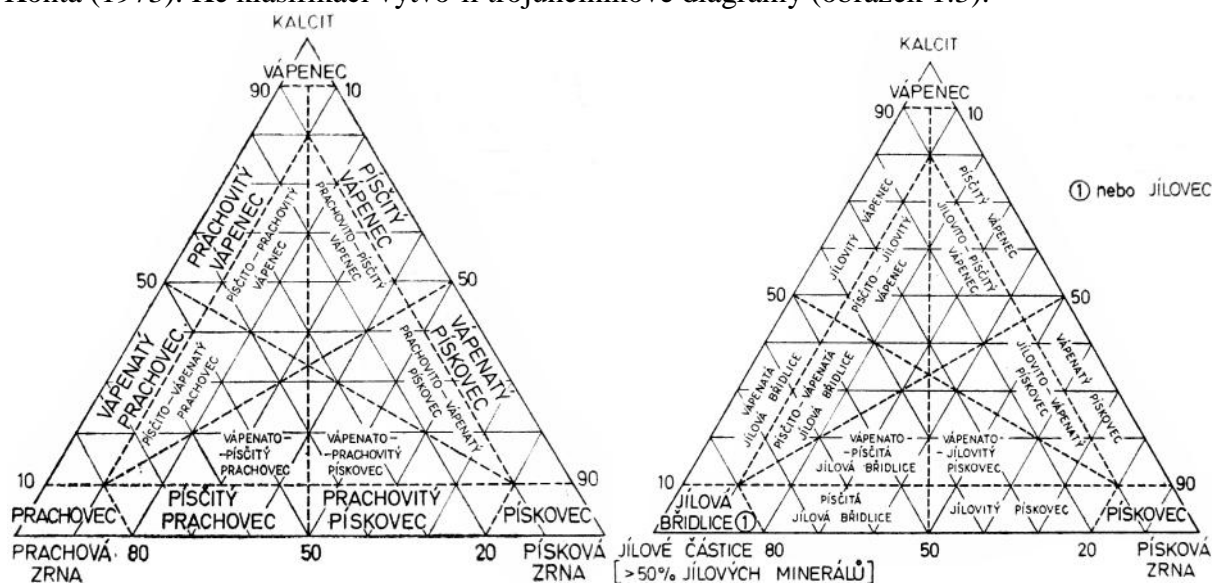
Obrázek 1.1: Klasifikace podle Folka (1959)

Dunham (1962) dělí vápence podle toho, jaký je poměr mezi zrny a matrix. Rozděluje vápence na základě struktury na: grainstone (zrna bez matrix), packstone (zrna s matrix), wackestone (hrubá zrna v matrix), mudstone (mikrit a málo zrn), boundstone (jednotlivé části spojené již při sedimentaci).

s mikritem		bez mikritu		pevné při sedimentaci
s podprůměrnou strukturou matrix		s podprůměrnou strukturou zrn	s podprůměrnou strukturou zrn	
pod 10 % zrn	nad 10 % zrn			
mudstone	wackestone	packstone	grainstone	boundstone

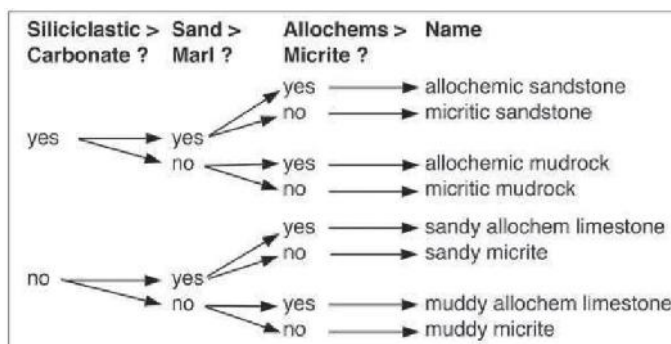
Obrázek 1.2: Klasifikace podle Dunhama (1962)

Klasifikaci pro smíšené siliciklastické a karbonátové sedimenty vytvořil například Konta (1973). Ke klasifikaci vytvořil trojúhelníkové diagramy (obrázek 1.3).



Obrázek 1.3: Trojsložkové systémy: pískovec-prachovec-vápenec a pískovec-jílovitá břidlice (jílovec)-vápenec (Konta, 1973)

Mount (1985) pro tyto smíšené sedimenty vytvořil klasifikaci založenou na obsahu těchto složek. Tyto složkami jsou: písčité frakce, nekarbonátový kálc, karbonátové alochemy a karbonátový kálc. Písčité frakce (tj. zrna o velikosti 0,063 až 2 mm) je reprezentována klasty k emene, živc, silikátových minerál atd.; nekarbonátový kálc je tvořen směsí prachové a jílové frakce; karbonátové alochemy jsou reprezentovány bioklasty, ooidy, peloidy atd. (Mount, 1985). Přístup ke klasifikaci je jednoduchý binární proces, který zahrnuje řadu ano/ne otázek na složení a strukturu vzorku (obrázek 1.4).



Obrázek 1.4: Klasifikace podle Mounta (1985)

1.4 Porozita a propustnost

Porozita a propustnost jsou dvě důležité parametry charakterizující horniny a sedimenty (Tucker, 2001). Porozita udává procentuální zastoupení pórů. Rozlišuje se celková a efektivní porozita: celková porozita zahrnuje celkový objem volného prostoru, po níž se do ní uzavírají i izolované póry; efektivní porozita zahrnuje jen vzájemně propojené póry, kterými může proudit voda (obecně tekutina) – Tucker (2001). Propustnost je

mírou schopnosti porézního prostředí propouštět tekutiny a je ovlivněna vlastnostmi horniny (efektivní porozitou, tvarem a velikostí pórů) – Tucker (2001).

$$\text{Celková porozita: } n = \frac{\text{celkový objem} - \text{objem pevné fáze}}{\text{celkový objem}} \times 100 \%$$

$$\text{Efektivní porozita: } n_e = \frac{\text{objem propojených pórů}}{\text{celkový objem}} \times 100 \%$$

Primární porozita vzniká již v průběhu sedimentace horniny a vyskytuje se mezi částicemi horniny a uvnitř nich (Bosák in Příbyl et al., 1992). Sekundární porozita vzniká v litifikované (tj. zpevněné) hornině nebo v průběhu litifikace a je většinou výsledkem rozpouštění (Bosák in Příbyl et al., 1992), zvětvávání nebo tektonických procesů (Tucker, 2001). Sekundární porozita vzniká rozpouštěním tmelu, matrix a zrn. Nejčastěji se rozpouští karbonátové bioklasty a sekundární tmel (tvořené karbonátovými minerály, zeolity a jílem), živce, mafické minerály a materiál sopečného původu (Tucker, 2001).

Primární porozita pískovců je tvořena především mezizrnnými póry. Je ovlivněna mírou strukturní zralosti sedimentu (Tucker, 2001). Zralostí sedimentu se rozumí stav, kdy je sediment tvořen dokonale zaoblenými, velmi dobře vyčištěnými zrny (Skoček, 1993). Strukturní zralost sedimentu je ovlivněna hlavně sedimentačními procesy a sedimentačním prostředím (Skoček, 1993). S rostoucí strukturní zralostí roste primární porozita a propustnost, protože čím zralejší sediment je, tím menší množství matrix obsahuje (Tucker, 2001). Primární porozita pískovců je ovlivněna i mineralogickou zralostí sedimentu (Tucker, 2001). Mineralogicky zralý sediment obsahuje pouze zrna mechanicky a chemicky odolných minerálů a hornin (Skoček, 1993). Obecně platí, že primární porozita roste s růstem velikosti zrn, s lepším vyčištěním materiálu, s růstem zaoblení zrn a s klesajícím množstvím jílové a prachové frakce (Tucker, 2001). Obecně platí, že v pískovcích s rostoucí porozitou roste i propustnost (Tucker, 2001).

Porozita karbonátových sedimentů je krátce po uložení velmi vysoká, ale ztrácí se nebo klesá díky cementaci, kompakci a tlakovému rozpouštění, zvyšuje se díky rozpouštěním, dolomitizací (vznik dolomitu zatlačováním povodních vápnatých sedimentů nebo vápenců – Skoček, 1993) a tektonickým poruchám (Tucker, 2001).

1.5 Kras a krasov ní

Pojem kras, podle Panoše (in Píbyl et al., 1992), označuje soubor osobitých tvarů a jevů, rozložených v krajině ve dvou úrovních – na povrchu terénu a v podzemí. Mimo jeskyní se pod kras řadí například závrtky, káony, propasti, ponory a škrapy. Podle Klimchouka et al. (2000), označuje pojem kras území, ve kterém proudí v tlustině vody druhotně rozšířenými kanály (jeskyně i neprůlezitelné malé dutiny).

Bosák (in Píbyl et al., 1992) uvádí, že jedním z hlavních faktorů ovlivňujících průběh krasového procesu a tvorby krasové morfologie je přítomnost rozpustných hornin. Tyto horniny jsou označovány jako horniny „krasové“ (Panoš, 1965). Bosák (in Píbyl et al., 1992) mezi ně počítá především: karbonátové horniny – vápenec, dolomit; evapority – sádrovec, anhydrit, sůl kamenná. Panoš (in Píbyl et al., 1992) k nim ještě počítá různé druhy klastických hornin s karbonátovým tmelem. Ostatní nerozpustné horniny jsou označovány jako „nekrasové“.

Krasov ní je proces rozpouštění minerálů a hornin. Jejich rozpouštění je způsobeno hlavně agresivními vodnými roztoky (zejména podzemní vodou), které na ně působí. Krasov ní nejčastěji probíhá v horninách, které jsou tvořené karbonátovými minerály, z nich je nejhojnější kalcit (CaCO_3). Kalcit je hlavní složkou vápence, ale je přítomen i v mnoha jiných horninách, kde může být přítomen v podobě klastů, bioklastů (například úlomky schránek živočichů), matrix, nebo může tvořit sekundární tmel. Proces krasov ní je souběžné rozpouštění rozpustných složek a případně vyplavování složek nerozpustných (Dubois et al., 2014a).

Laboratorní experimenty ukázaly, že se vápenec rozpouští postupně, nejprve se rozpouští malé částice, jemná matrix, pak se začínají rozpouštět větší částice, jako je kalcitový tmel a schránky živočichů (Dubois et al., 2014a).

Rozpouštění minerálů a vznik krasových jevů neprobíhá jen v karbonátových horninách. Pro takto vzniklé krasové jevy se používá problematický termín pseudokras nebo pseudokrasové jevy. Problematikou pseudokrasu je zejména geneze a terminologie (Kirchner in Píbyl et al., 1992). Za pseudokrasové jevy jsou tradičně považovány povrchové a podzemní tvary, které jsou morfologickou a v některých případech i genetickou obdobou tvarů krasového reliéfu (Kirchner in Píbyl, 1992).

Při posuzování morfogenetické shody mezi tvary na karbonátových a nekarbonátových horninách se ukazuje, že rozdělení hornin na „krasové“ a „nekrasové“ nevystihuje morfogenetickou povahu hornin (Panoš, 1965). Toto rozdělení hornin je do jisté míry zavádějící, protože krasové formy a jevy mohou vznikat v podstatě v různých typech hornin (Bosák in Píbyl et al., 1992) a nelze stanovit pevnou hranici mezi oběma skupinami hornin, protože je v závislosti na klimatu velmi pohyblivá (Panoš, 1965). Hranice se nedá stanovit ani u téhož horninového komplexu, pokud je petrograficky nehomogenní (Panoš, 1965). Studie genetické interpretace pseudokrasových jevů ukázaly, že v určitých klimamorfogenetických oblastech jsou i „nekrasové“ horniny dobře rozpustné a díky tomu se v nich mohou vytvářet krasové tvary (Kirchner in Píbyl, 1992).

Kras vzniklý v siliciklastických horninách s karbonátovým tmelem je označován jako klastokras. Při krasování dochází k rozpouštění tmelu a vyplavování zrn.

Krasové systémy v siliciklastických horninách jsou v mnohém podobné krasu v karbonátových horninách (často mají stejnou morfologii povrchových i podzemních útvarů). Vznik krasu v kvarcitech a křemíkových pískovcích je ovlivněn řadou faktorů – rozpustností, termodynamikou, propustností a mechanickým odstraněním detritu (klastický materiál vzniklý rozrušením hornin – Petránek, 1993) – Wray (1997b). Zdá se, že jedním z nejdůležitějších faktorů pro rozvoj krasu v křemíkově bohatých pískovcích je topografie s nízkým gradientem, protože ta zvyšuje roli chemického zvětvávání ve vztahu k mechanické denudaci (Piccini and Mecchia, 2009).

Krasové kanály (protáhlé dutiny od průměru prvních mm po rozsáhlé jeskyně) jsou výsledkem sebeorganizace proudění a porozity (Klimchouk et al. 2000). Voda nejdužve proudí velkým množstvím puklin, které se postupně, díky rozpouštění hornin, rozšiřují. Když se některý z těchto krasových kanálů dostane na povrch, klesne v něm hydraulická výška a ostatní kanálky se začnou šířit směrem k němu, v tůňce vody pak proudí tímto kanálem a paralelní kanálky ztratí přítok a jejich rozšiřování se zastaví. Takovým způsobem se vytváří systém odvodnění, ve kterém jsou velké krasové oblasti odvodňovány jen několika málo krasovými prameny (Klimchouk et al. 2000).

Píbyl (1992) uvádí tyto rozdíly v rozpustnosti karbonátů a silikátů :

1. Rozpouštění v karbonátových horninách: Hlavním rozpouštědlem je disociovaná kyselina uhličitá (H_2CO_3). Intenzita rozpouštění je závislá na parciálním tlaku

oxidu uhličitého (CO_2) v roztoku. Proces probíhá nejprve ve formě hydrogenuhličitanu vápenatého ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) a opožděné srážení kalcitu je způsobeno především poklesem parciálního tlaku CO_2 .

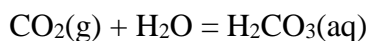
2. Rozpouštění v silikátových horninách: Hlavním rozpouštědlem je voda. Hlavním mechanismem narušení horniny je hydratace a mechanický odnos. Proces probíhá v podobě pravých i nepravých roztoků, gelů a ultrajemných částic. Více než rozpouštění se zde projevuje mechanická eroze. K opožděnému srážení nebo krystalizaci obvykle nedochází.

Podstatou horniny je velmi důležitým faktorem ve vývoji jeskyní a krasu. Kalcit je mnohem více rozpustný než dolomit, proto v mnoha jeskyních dolomitové zóny omezují či zamezují vzniku krasu (Klimchouk et al., 2000). Jílové minerály a oxid křemičitý jsou nejprve nerozpustné nečistoty v karbonátových horninách (Klimchouk et al., 2000). Kras se může vyvíjet i v jílovitých vápencích a vápnitých pískovcích, ale v těsně jeskyní je spojena s horninami s obsahem CaCO_3 nad 90% (Klimchouk et al., 2000).

1.6 Rozpouštění kalcitu

Rozpouštění kalcitu je jedním z hlavních procesů krasování. Jeho rozpustnost ve vodě je minimální, ale rozpustnost v kyselině uhličitě (H_2CO_3) je značná (Příbyl, 1992). Z edný roztok H_2CO_3 vzniká rozpouštěním podzemního a atmosférického CO_2 v prosakující vodě. Množství biogenního CO_2 v podzemí je asi dvacetkrát či vícekrát větší než množství CO_2 v atmosféře, což je jedním z důvodů, proč jsou v oblastech s nízkým nebo žádným podzemním pokryvem slabé projevy krasování a chudá krápníková výzdoba (Příbyl, 1992). Rozpouštění kalcitu ve vodě obsahující rozpouštěný CO_2 hraje významnou roli v mnoha geologických procesech.

Oxid uhličitý se ve vodě rozpouští za vzniku kyseliny uhličitě podle rovnice:



rovnovážná konstanta K_0 této reakce je rovna: $K_0 = \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3]}{p\text{CO}_2}$

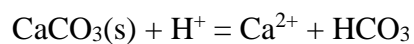
kde hranaté závorky vyjadřují aktivitu a $p\text{CO}_2$ vyjadřuje parciální tlak CO_2 . Z těchto rovnic vyplývá, že rozpustnost CO_2 ve vodě roste s rostoucím parciálním tlakem CO_2 .

Rozpouštění kalcitu probíhá obecně podle rovnice (Langmuir, 1997):



rovnovážná konstanta K_0 této reakce je rovna: $K_0 = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{HCO}_3^-]^2}{p\text{CO}_2}$

Obecná rovnice rozpouštění kalcitu v kyselém prostředí (Langmuir, 1997):



rovnovážná konstanta K_0 této reakce je rovna: $K_0 = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}^+]}$

Z těchto rovnic vyplývá, že rozpustnost kalcitu roste s rostoucím parciálním tlakem CO_2 a s klesajícím pH, k opětnému vysrážení kalcitu může dojít v důsledku ztráty CO_2 nebo zvýšením pH (Langmuir, 1997).

2 Krasov ní k emenc a hornin s p ím sí karbonát

2.1 Krasov ní k emenc

Široká škála tvar , velmi podobných vápencovému krasu, se vyskytuje v mnoha sv tových k emitých pískovcích a kvarcitech; tyto tvary byly ozna ovány jako pseudokras, ale pr zkumy ukázaly, že rozpoušt ní oxidu k emi itého, dokonce i k emene, v podpovrchových podmínkách je kritickým procesem v jejich vzniku (Wray, 1997b).

Oxid k emi itý (SiO_2) je polymorfní a v p írod se vyskytuje v n kolika formách (nap íklad k emen, opál, tridymit, coesit). Stupe rozpustnosti jednotlivých forem oxidu k emi itého je ovlivn na adou faktor , nap íklad zda je krystalický nebo amorfní, pH roztoku, p ítomností dalších reaktant a teplotou (Wray, 1997a). Zv trávení a vznik jeskyní zahrnuje rozpoušt ní k emene na styku zrn a mechanické odstra ování nerozpušt něho materiálu tekoucí vodou (Self and Mullan, 2005). N které studie tvrdily, že k emen je nejprve hydratován do výrazn více rozpustného opálu a následn rozpust n. To se nepotvrdilo, když bylo prokázáno p ímé rozpoušt ní zrn k emene a k emitého tmelu bez p echodné hydratované fáze (Wray, 1997b). Studie ukázaly, že tendenci k intenzivn jší korozi mají místa s vysokou povrchovou energií, jako jsou okraje zrn, hranice zrn, drcené zóny a defekty, koroze je pak ízena hustotou t chto defekt (Wray, 1997b). Jako hlavní faktory kontrolující intenzitu a distribuci zv trávení se jeví primární porozita a stupe frakturace (Sauro, 2014). Místa s vyšší porozitou a frakturovaná místa vykazují vyšší potenciál pro proniknutí korozivních roztok (Sauro, 2014).

Rozpoušt ní je nepochybn velmi významnou fází vzniku k emencového krasu, ale rozpustnost není jediným kontrolujícím faktorem, d ležitě jsou i termodynamika, reak ní kinetika a také rychlost, kterou se voda pohybuje horninou (Wray, 1997b). Zdá se, že rychlost a objem proudící vody jsou jedním z klí k porozum ní tomuto fenoménu – ím je vyšší propustnost, tím vyšší je o ekávaná míra odstran ní silikát , nicmén stále zvyšování rychlosti pr toku vody nebude mít za následek stále zvyšování množství rozpust ných silikát (Wray, 1997b).

Nejpodrobn jší studie k emencového krasu byly provedeny v sou asných tropických oblastech a v oblastech, které m ly tropické klima v geologicky nedávné minulosti (Wray, 1997a). Koncentrace výzkumu v teplých a vlhkých oblastech vedla k p esv d ení, že ke krasovému rozpoušt ní t chto hornin je nezbytné tropické klima. Tato p edstava se

nezdá být platná, protože krasovní bylo pozorováno i v mírných a dokonce i v subpolárních zemích písňích ší kách, a to zejména v oblastech, kde není žádný d kaz o p edchozích tropických podmínkách (Wray, 1997a). Preferen ní distribuce k emencových jeskynní v zemích s teplým a vlhkým klimatem je zp sobena tím, že hustý vegeta ní pokryv chrání zv tralou horninu p ed erozí (Self a Mullan, 2005).

V k emencovém krasu byly pozorovány skalní v že, jeskyn a propasti o délce od desítek po stovky metr , doliny a jeskyn o velikosti od metr po desítky metr , škrapy, tunely a skalní mísy (Wray, 1997a). Vznik krasových v ží je p ipisován chemickému zv trávní k emitého tmelu, k emenných a živcových zrn, následované mechanickým odstran ním zrn (Wray, 1997a). Vznik jeskyní a dolin je nej ast jší ukazatelem intenzivního zv trávní (Wray, 1997a).

Silikátový kras byl popsán ve Venezule, Brazílii, USA, Maroku, ádu, Nigeru, Nigerii, Zimbabwe, Jižní Africe, Thajsku, Austrálii, Velké Británii a v Polsku (Wray, 1997a).

V tropických oblastech, jako nap íklad v Brazílii, je možné najít velké plochy pískovc , kde v tšina z nich vykazuje n kolik znak krasu, mezi n pat í jeskyn , uzav ené deprese, škrapy, podzemní eky, a dokonce i speleotémy, které ukazují nejen rozpoušt ní, ale i vysrážení minerál (Hardt et al., 2013).

V jedné z t chto oblastí (Chapada dos Guimarães), v Brazílském stát Mato Grosso, se vyvinul komplexní polyfázový krasový systém, výskyt jeskyní je zde na kontaktu ordovických a silurských pískovc (Hardt et al., 2013). Bylo zde objeveno n kolik exokrasových struktur. Hlavní jeskynní systém tvo í chodby a až n kolik desítek metr velká sí . Prvky starého krasového systému lze nalézt nad stávajícím systémem, to dokazuje, že na vývoji krajiny se podílelo n kolik krasových fází (Hardt et al., 2013). Na n kterých místech bylo pozorováno neúplné rozpoušt ní horniny, v chodbách a jeskyních byl nalezen alterit (Hardt et al., 2013).

Mnoho krasových jev , v etn jesky , bylo nalezeno v pískovcové jednotce v Northumberlandu ve Velké Británii, jednotka zde má mocnost mezi 240 a 300 m a má mimo ádn jednotnou litologii dob e vyt íd ných, st edn zrnitých k emitých pískovc , které jsou asto odd leny tenkými vrstvami jílovitého prachu (Self and Mullan, 2005). Pískovce jsou obecn velmi zpevn né k emenným a pyritovým tmelem a nemají výrazný vápnitý obsah (Self a Mullan, 2005).

Malé eliptické chodby a zárodečné kanály se nacházejí po celém výchozu, ale jen asi deset z nich lze popsat jako jeskyni, tj. jsou dostatečně rozměrné, aby byly prozkoumány lidmi, všechny jeskyně jsou poměrně krátké, nejdelší z nich má necelých 10 metrů (Self and Mullan, 2005). Existují litologické důvody, pro které mohou být tyto pískovce náchylné k rychlému zvětvávání: za prvé, jde o významný kolektor s výraznou porozitou (to umožňuje podzemní vodě snadno proniknout do struktury horniny přes spojené póry); za druhé, jednotlivá zrna pískovce nejsou spojena, ale drží pohromadě díky tmelu z menších zrn křemene; za třetí, díky přítomnosti pyritu, jako tmelícího materiálu (Self a Mullan, 2005).

2.2 „Ghost rock“ krasovnění

„Ghost rock“ krasovnění je dvoustupňový proces, vázaný na neustálé karbonáty a karbonáto-silikátové horniny. Tento proces se v mnoha ohledech liší od vzniku klasického krasu (Dubois et al., 2014a). První fází krasovnění je parciální rozpouštění horniny, hlavně karbonátových alochemů a karbonátového tmelu (Lavery, 2012), které vyžaduje nízkou hydrodynamickou energii (Dubois et al., 2014a). Druhá fáze je charakteristická mechanickou erozí nerozpustných částic a jejich následným vyplavením (Lavery, 2012). Přechod z první fáze do druhé je řízen zvýšením množství energie v systému (Dubois et al., 2014a). Název „ghost rock“ krasovnění získal tento proces díky tomu, že i když je hornina silně porézní, tak si stále zachovává původní vzhled (Dubois et al., 2014a).

V první fázi vzniká zvětváváním *in situ* reziduum, zvané *alterit*, v tomto případě je zóna zvětválé horniny označována jako fantom nebo „ghost rock“ (Dubois et al., 2014a). Příklad fantomu je na obrázku 2.1. Reziduum tvořené jílovými minerály a klasty je situováno uvnitř horniny a zaujímá stejný tvar a objem jako původní hornina (Bruxelles et al., 2009). Vzhledem k tomu, že byly odstraněny rozpustné složky

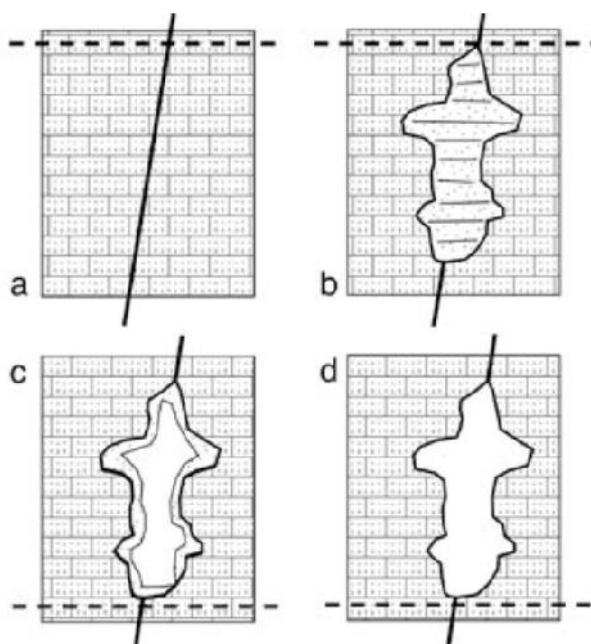


Obrázek 2.1: Fantom ve vápenci odkrytý při těžbě v lomu, Belgie. (Bruxelles et al., 2009)

a hornina si zachovala původní objem, znamená to, že u fantomu narůstá porozita. Zvýšením porozity dochází ke změně vlastností horniny – narůstá propustnost a hydraulická vodivost a klesá hustota a mechanická odolnost (Dubois et al., 2014b). Prostory vyplněné fantomem, vypadají na první pohled jako klasické krasové struktury, které jsou vyplněné alochtonními

(tj. p emíst nými) sedimenty, ale p i bližším pohledu jsou ve výplni ásto patrné p vodní struktury, jako je zvrstvení, poruchy i stylolity (tj. švy vzniklé rozpoušt ním kontrolovaným tlakem, nap íklad tlakem nadloží – Petránek, 1993) – Bruxelles et al. (2009).

Vznik fantomu je nej ást ji vázán na ne ísté karbonáty a na horniny složené z nerozpustných ástic s karbonátovým tmelem (Häuselmann and Togniny, 2005). Podmínkou ke vzniku fantomu je rozrušení horniny (nap . puklina - obrázek 2.2a), díky kterému se voda m že do horniny infiltrovat, další d ležitou podmínkou je velmi nízký hydraulický gradient (Häuselmann and Togniny, 2005) a velmi pomalé proud ní vody (Bruxelles et al., 2009). Za t chto podmínek podzemní voda rozpouští karbonáty (obecn rozpustné minerály), ale díky nízké rychlosti proud ní nemá voda dostatek energie k rozrušení a vyplavení nerozpustného rezidua (obrázek 2.2b) – Häuselmann and Togniny (2005) a Bruxelles et al. (2009). Se zm nou hydrogeologických pom r dochází ke zm n hydraulického gradientu a s jeho nár stem získává voda dostatek energie k vyplavování rezidua, které se bu vyplaví jen áste n (obrázek 2.2c) nebo se vyplaví zcela (obrázek 2.2d) – Häuselmann and Togniny (2005).



Obrázek 2.2: Vznik fantomu – (a) puklina; (b) prostor vypln ý reziduem; (c) áste n a (d) úpln vyplavené reziduuum. P erušovaná ára vyzna uje hladinu podzemní vody. (Häuselmann and Togniny, 2005).

Když je fantomová struktura vypln ná alteritem pod hladinou podzemní vody, voda obsažená v alteritu p sobí na pevné ástice pórovým tlakem a tím ho udržuje v p vodním stavu (Dubois et al., 2014a). S poklesem hladiny podzemní vody pod strukturu fantomu dochází ke gravita nímu kolapsu a ke kompakci materiálu (Dubois et al., 2014a). To je velmi d ležitým procesem, protože díky tomu vzniká volný prostor mezi reziduem a stropem, kterým m že pozd ji proudit voda (Bruxelles et al., 2009). Když je fantom blízko zemskému povrchu, dochází ásto k poklesu nebo z ícení stropu (Dubois et al., 2014a), tím vznikají struktury typické pro krasové prost edí – závrtý, ícené závrtý, uvaly.

V souhrnu je proces „ghost rock“ krasov ní charakterizován: chemickým rozpoušt ěním a následným odstran ěním rozpustných složek, vytvo ěním prostoru zapln ěného alteritem, mechanickou erozí alteritu a vytvo ěním volného prostoru (Dubois et al., 2014a).

Zvýšení propustnosti vede k rychlejšímu ší ění látek, což vede k větší zranitelnosti prostředí „ghost rock“ v ěi kontaminacím (Dubois et al., 2014b). Vyplavení alteritu m ěže způsobit z ěícení nadloží. Propad nadloží m ěže způsobit v obydlených oblastech zna ěné škody i ztráty na životech.

Nejd ěležit ějším projevem „ghost rock“ krasov ní je to, že freatické kanály (tj. kanály, které jsou cel ě vypln ěny vodou; ěsto mají kruhovit ě pr ěez) mohou p ějít do vadózních kanál ě (tj. kanály s proudící vodou s volnou hladinou; erozi nejvíce podl ěhá dno a boky kanálu) a p ěípadn ě zp ět, v klasick ěm krasu mohou být tyto zm ěny vysv ětleny jen zapln ěním sedimenty a p ěítomností bo ěního kanálu (Häuselmann and Togniny, 2005). Vadózní kanály vytvá ěí „meandry“, které se ěsto rozd ělují do dvou v tví, ty se v n ě kterých p ěípadech pozd ěji op ět spojují (Häuselmann and Togniny, 2005). P ěírodní mosty a sloupy jsou ěst ější ve freatick ěm než ve vadózním prostředí, to nasv ěd ěuje tomu, že když je morfologie jeskyn sp ěíše vadózní a obsahuje hodn ět ěhto struktur, vznikla „ghost rock“ krasov ěním (Häuselmann and Togniny, 2005).

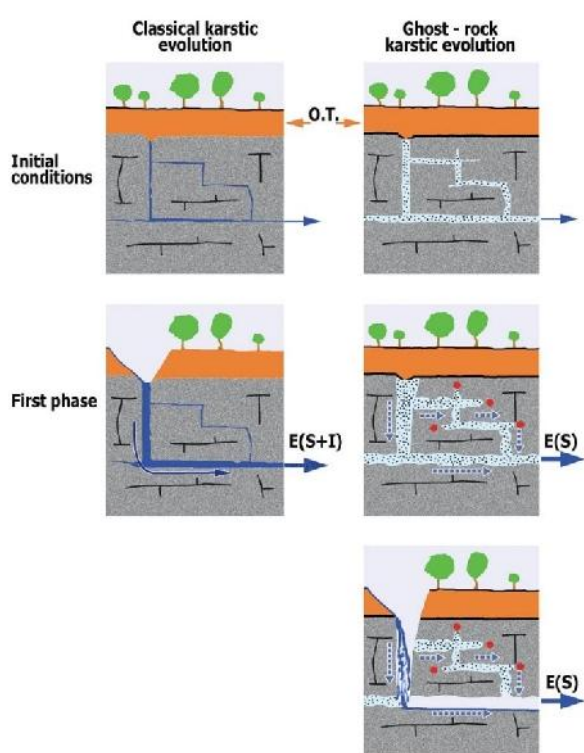
Nejcharakteristi ět ěším a znakem jsou slep ě chodby, které jsou vypln ěny nesoudr ěžnými sedimenty, které si ov ěšem zachovávají vrstevnatost okolních hornin – jedná se tedy o reziduum, které nebylo vyplaveno (Häuselmann and Togniny, 2005). Díky p ěítomnosti p ědního pokryvu nejsou v reli ěfu podzemní projevy „ghost rock“ krasov ní výrazn ě (Kaufmann and Deceuster, 2014).

Lepší porozum ění fenom ěnu „ghost rock“ krasov ní umož ěuje v ěvoj vhodn ějších detek ěních metod (Kaufmann and Deceuster, 2014). Geotechnický v ězkum, jako vrty nebo statické penetra ění zkoušky, ukázaly n ě která omezení detekce – metody dávají pouze bodová data, hloubkový dosah penetra ění zkoušky je omezen ěy a krasov ě struktury mají ěsto složit ě tvary a ěsto vykazují vertikální prota ěžení; v praxi je tedy množství geotechnických zkoušek omezeno a spolehlivost interpretací zalo ěžených pouze na nich vede k chybám (Kaufmann and Deceuster, 2014).

Ter ěnní pozorování a laboratorní m ěření na vzorcích alteritu ukázaly velk ě zm ěny v petrofyzikálních vlastnostech, zejména v hustot ě, porozit ě a propustnosti (Kaufmann

and Deceuster, 2014), tyto vlastnosti se často mění v řádu několika centimetrů (Dubois et al., 2014a a Rowberry et al., 2014). Tyto kontrasty (alterit vs. hornina) k detekci využívají geofyzikální metody, možnost detekce pak závisí především na velikosti, hloubce a na vlastnostech pokryvu (Kaufmann and Deceuster, 2014). Potenciálně efektivní geofyzikální metody zahrnují mikrogravimetrii, elektrickou odporovou tomografii (ERT), elektromagnetické metody (metoda dipólového elektromagnetického profilování – DEM; slingram; metoda velmi dlouhých vln – VDV/VLF; georadar, zemní radar – GPR) a širokou škálu seismických metod (Kaufmann and Deceuster, 2014). Tyto metody lze použít hlavně díky tomu, že u alteritu klesá hustota a stoupá porozita a množství vody.

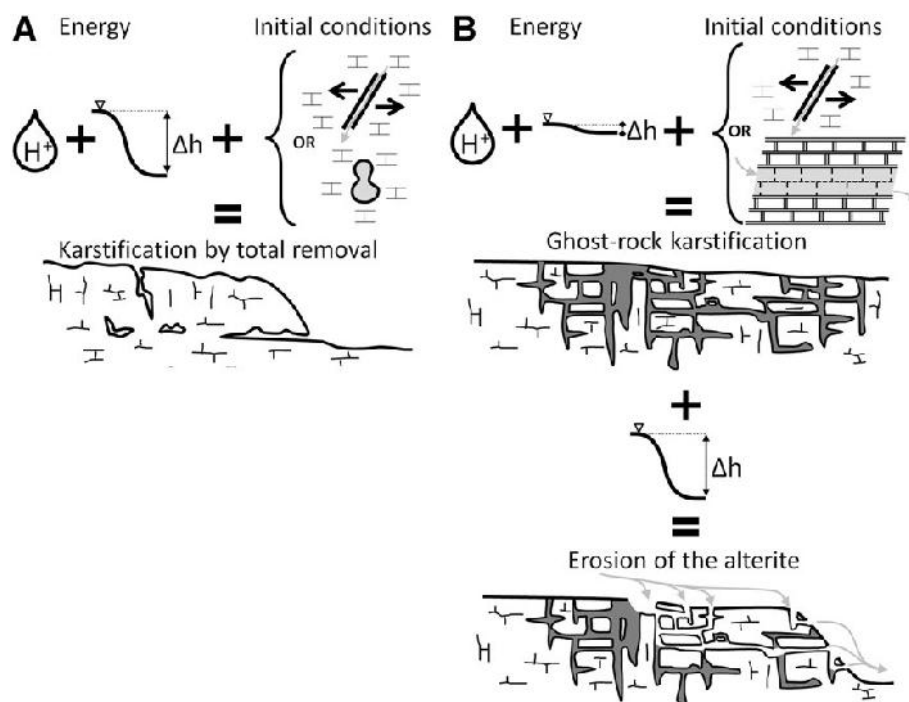
V případě klasického krasu, když jsou některé pukliny dostatečně rozšířené, jsou z horninového prostředí odstraněny (vyplaveny nebo rozpuštěny) rozpustné i nerozpustné složky, v nichž případech i materiál z nadloží (v obrázku 2.3 O.T.) – v obrázku souhrnně označeno jako E(S+I) (Quinif, 2011). To vede ke vzniku volných prostor, které se vyvíjejí různými způsoby v závislosti na podmínkách proudění – mohou se rozšiřovat, zaplňovat sedimenty nebo se stát inaktivními (Dubois et al., 2014a). V případě „ghost rock“ krasu jsou z prostředí odstraněny jen rozpustné složky, nerozpustné složky jsou zachovány ve formě nesoudržného rezidua (Quinif, 2011).



Obrázek 2.3: Porovnání vývoje klasického a „ghost rock“ krasu (Quinif, 2011).

V průběhu vzniku klasického krasu se jen některé pukliny dostatečně rozšíří a vzniknou z nich krasové kanály. U „ghost rock“ krasu je chování velmi odlišné – rozšiřují se všechny pukliny (Häuselmann and Tognini, 2005). V „ghost rock“ krasovém systému jsou často přítomny slepé chodby (v obrázku 2.3 označeny červenými tečkami). V poslední fázi „ghost rock“ krasování je odstraněno reziduální zvětralá hornina, v nichž částech se může zachovat (Quinif, 2011 a Bruxelles et al., 2009).

Zatímco pro klasické krasov ní je pot eba hodn chemické energie k rozpušt ní karbonát a velké množství hydrodynamické energie k odstran ní rozpušt ných i nerozpušt ných složek – viz obrázek 2.4A, pro „ghost rock“ krasov ní je pot eba hodn chemické energie, ale jen velmi malé množství hydrodynamické energie (díky tomu z stává alterit na svém míst), voda proudí puklinami i více propustnými polohami horniny. S nár stem hydrodynamické energie dojde k odstran ní nerozpustných ástic – viz obrázek 2.4B.



Obrázek 2.4: Porovnání podmínek vzniku (A) klasického krasu a (B) „ghost rock“ krasu. (Dubois et al., 2014a)

Místa vyplněná reziduem často vytváří síť, která může být v pozdějším vývoji základem ke vzniku klasického krasu (Bruxelles et al., 2009). Když má voda dostatek energie, začne reziduum vyplavovat, rychle se rozrůstá vyplavená síť, která se pak může chovat jako klasický kras – pukliny se mohou rozšiřovat, zaplňovat alochtonními sedimenty nebo se stát inaktivními (Dubois et al., 2014a), kromě toho v síti puklin dochází i k sebeorganizaci proudění (Bruxelles et al., 2009).

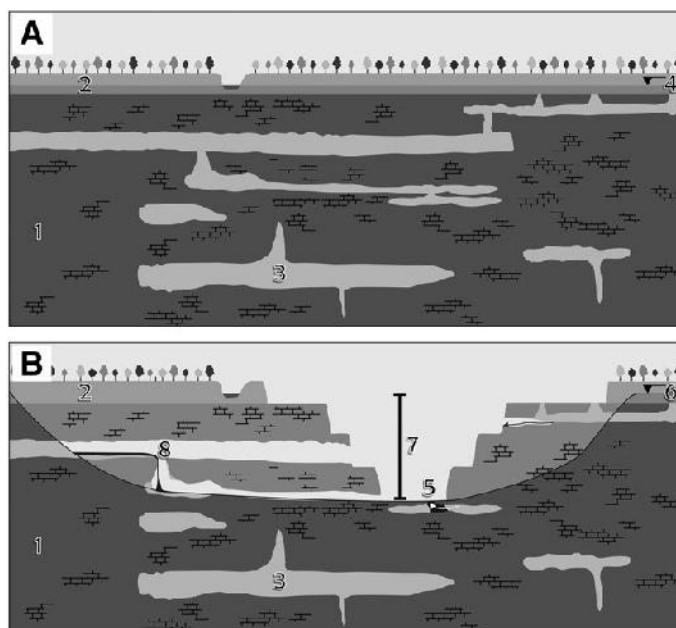
Souvislost mezi „ghost rock“ krasováním a vývojem jeskynního systému byla poprvé pozorována v Belgii ve vápencovém lomu v okolí Soignies (Dubois et al., 2014a). Lom zde funguje jako přírodní laboratoř. Kvůli tomu bylo potřeba oblast odvodnit, díky tomu byla snížena piezometrická hladina vody, to vedlo k odvodnění „ghost rock“ struktur a ke zvýšení hydrodynamického potenciálu (obrázek 2.5 7) – Dubois et al. (2014a).

Umělé snížení hladiny podzemní vody vyvolalo druhou fázi „ghost rock“ krasování, tedy mechanickou erozi

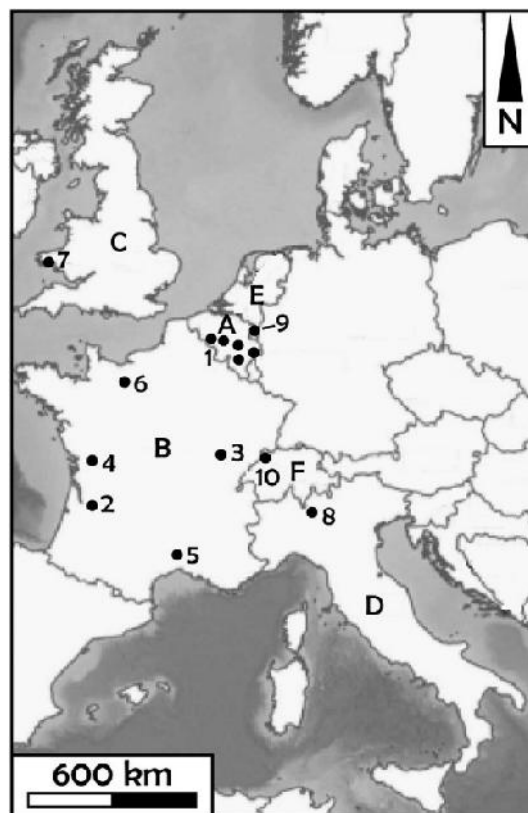
alteritu, a během 50 let těžby zde vznikla síť krasových chodeb s celkovou délkou kolem 100 m (Dubois et al., 2014a). Síť chodeb vytváří jeskyni Quentin. Chodby se vyvíjely podél puklin, vyskytují se v několika patrech a jsou spojené vertikálními šachtami, pro svou je charakteristický tvar kupole. Vodní tok, odpovídající odstranění alteritu, proudí chodbami po mocné vrstvě reziduálního materiálu a jeho zdroj se nachází uvnitř alteritu na konci chodby, eroze alteritu pokračovala do té míry, že v průběhu pouhých několika měsíců opustil tok své původní chodby a proudí nižšími chodbami (Dubois et al., 2014a).

2.2.1 Příklady „ghost rock“ krasování

„Ghost rock“ krasování bylo poprvé pozorováno v karbonských vápencích v Belgii, později bylo pozorováno i v jiných místech v západní Evropě (Dubois et al., 2014a) –



Obrázek 2.5: Vývoj „ghost rock“ krasu – před (A) a během (B) těžby: 1) vápenec; 2) nadloží; 3) zvětralý vápenec; 4) piezometrická hladina; 5) úroveň; 6) uměle snížená piezometrická hladina; 7) nárůst hydrodynamického potenciálu; 8) odstranění alteritu. Dubois et al., 2014a

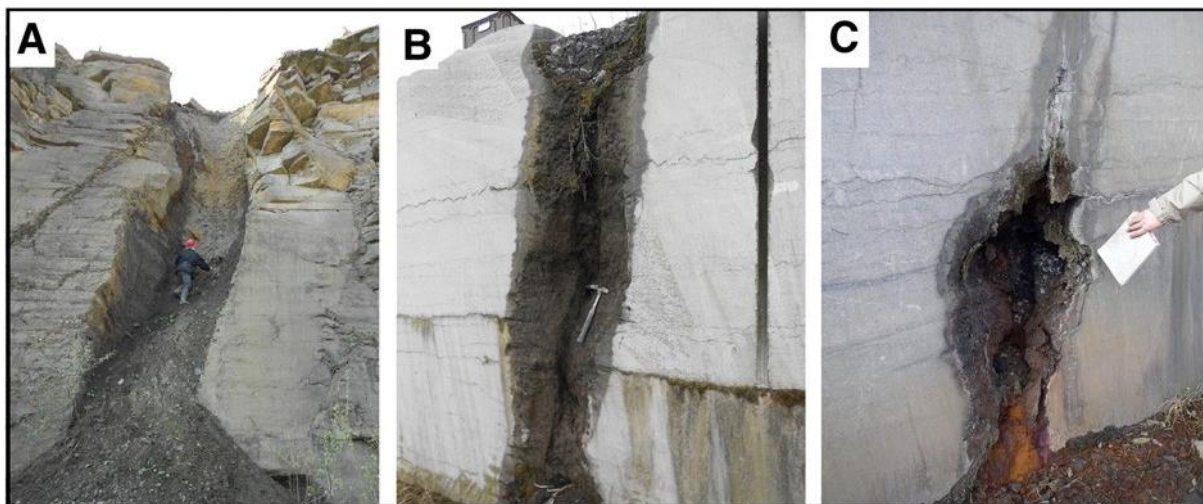


Obrázek 2.6: Místa v Evropě, kde bylo zkoumáno „ghost rock“ krasování. (Dubois et al., 2014a)

viz obrázek 2.6: (A) Belgie (1 Valonsko); (B) Francie (2 Akvitánie, 3 Burgundsko, 4 Charente, 5 Languedoc, 6 Normandie); (C) Velká Británie (7 Pembrokeshire); (D) Itálie (8 Lombardie); (E) Holandsko (9 Limburg); (F) Švýcarsko (10 kanton Bern) – Dubois et al. (2014a). Mimo Evropu byly projevy „ghost rock“ krasov ní objeveny i v jižní Africe a v Brazílii (Dubois et al., 2014a)

Okolí města Soignies v jižní Belgii je známé svými projevy „ghost rock“ krasov ní. Jeho pozorování je možné díky tomu, že ve zdejších vápencových lomech. Je zde známo z karbonského podloží a zdá se, že vápence svrchního tournai (spodní karbon) jsou obzvláště náchylné k tomuto procesu krasov ní (Dubois et al., 2014a). Jedná se o fosiliferní vápence tmav modro-šedé barvy, s vysokým obsahem CaCO_3 (kolem 95%), se silnou kompakcí a s nízkou porozitou (Dubois et al., 2014b). „Ghost rock“ struktury se šíří podél propustných drah, jako jsou pukliny v podloží.

Je zde možné pozorovat řadu zvláštních chodeb a „ghost rock“ kras až v několika metrech pod povrchem (Dubois et al., 2014a) – viz obrázek 2.7. Tyto struktury mohou mít šířku od centimetrů až po decimetry a mohou být až do hloubky několika desítek metrů (Dubois et al., 2014a).

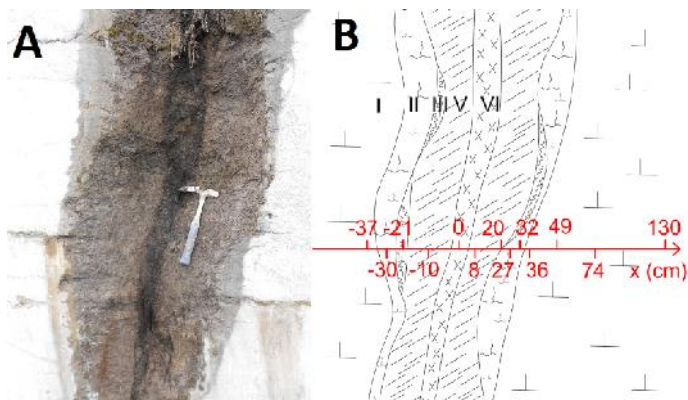


Obrázek 2.7: Příklad „ghost rock“ struktur (Dubois et al., 2014a)

Alterit byl zkoumán v lomové stěně v lomu u Soignies. Vápenec je tady zvláštní zhruba 50 cm na každou stranu podél téměř vertikální pukliny a zdá se, že intenzita zvláštění klesá se vzdáleností od pukliny (Dubois et al., 2014b) – viz obrázek 2.8. K popisu stupně zvláštění horniny byl použit standard, který uvádí Price (2009): I. stupeň – nezvláštěná hornina (neliší se od povodňového stavu); II. stupeň – nepatrné zvláštění (nepatrná změna barvy

a pevnosti); III. stupe – mírně zv. tralá (zna. ná zm. na barvy a pevnosti; vzorek nelze rozdrtit rukou); IV. stupe – vysoce zv. tralá (velká zm. na pevnosti; vzorek lze rozdrtit rukou); V. stupe – zcela zv. tralá (velká zm. na pevnosti; vzorek se po ponoření do vody rozpadá; patrná p. vodní textura); VI. stupe – reziduální p. da (p. da vzniklá zv. tráváním in situ). IV. stupe zv. trávaní nebyl na zkoumané lokalitě pozorován (Dubois et al., 2014b).

Bylo odebráno šest in situ vzorků, které byly ze stejného stratigrafického horizontu, aby se zachovala homogenita p. vodního skalního masivu (Dubois et al., 2014a). Byly odebrány po obou stranách pukliny, aby bylo možné charakterizovat změny v intenzitě zv. trávaní (Dubois et al., 2014b) – viz obrázek 2.8B. K odebrání vzorků byly, v závislosti



Obrázek 2.8: (A) Zv. tralá hornina podél pukliny; (B) místa odběru vzorků. (Dubois et al., 2014b).

na pevnosti vzorku, použity tři vzorkovací metody: pevné vzorky byly odebrány s použitím diamantového vrtáku; hliněné se odebíraly pomocí vzorků a alterit, protože se musel dávat pozor, aby nedošlo k porušení struktury vzorku – odebíraly se mechanickým vtlačováním plastové trubky o průměru 90 mm; testy propustnosti vyžadovaly vzorky o průměru 25 mm a délce 50 mm – tyto vzorky byly odebrány kovovou trubicí o průměru 25 mm (Dubois et al., 2014b).

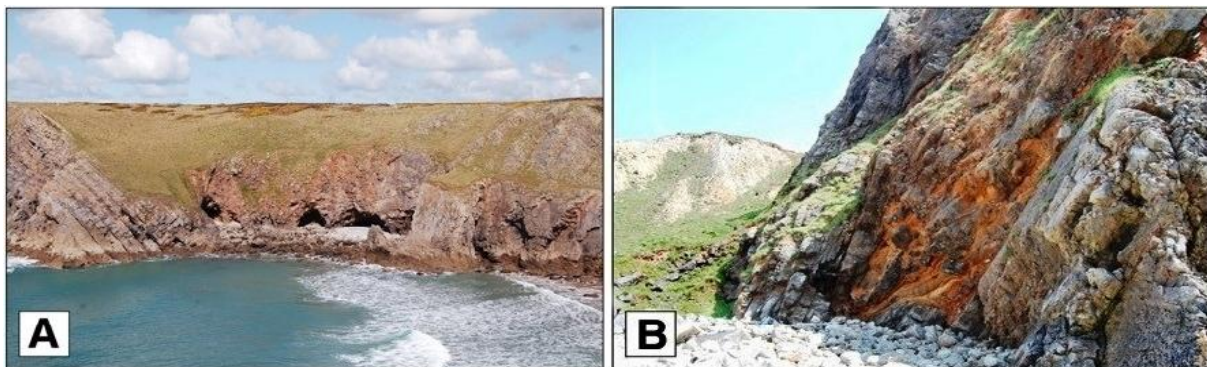
Mezi hlavními parametry byly: hustota, porozita, obsah CaCO_3 , propustnost a mechanická odolnost (viz tabulka 1). Měření ukázala, že p. vodní horninou byl kompaktní vápenec (hustota $\sim 2,65 \text{ g/cm}^3$, porozita menší než 2%), čistý (obsah $\text{CaCO}_3 \sim 98\%$), nepropustný (propustnost menší než 0,6 mD; 1 D (darcy) $\sim 10^{-12} \text{ m}^2$) s vysokou mechanickou odolností (vysoká odporová síla při vrtání – větší než 1000 N) – Dubois et al. (2014a). Petrofyzikální a mechanické vlastnosti tohoto vápence jsou zv. tráváním značně změněny – výsledný alterit má nízkou hustotu ($\sim 1,5 \text{ g/cm}^3$), je vysoce porézní (porozita více než 45%) a propustný (propustnost více než 10 D), s téměř žádnou mechanickou odolností (odporová síla $\sim 0 \text{ N}$), stále je tvořen převážně CaCO_3 ($\sim 85\%$; ve středě pukliny klesá až na 40%) – Dubois et al. (2014a)

Tabulka 1: výsledky analýz; udán pr m r a sm rodatná odchylka měření

pozice (cm)	stupe zv trávní	hustota (g/cm ³)		porozita (%)		obsah CaCO ₃ (%)		odporová síla (N)		propustnost (mD)	
		pr m r	sm.odch.	Pr m r	sm.odch.	pr m r	sm.odch.	pr m r	sm.odch.	pr m r	sm.odch.
-37	I	2,64	0,104	1	0,4	97	1,1	1013	46	< 0,57	-
-30	II	2,27	0,011	16	0,5	99	0,2	303	16	4,7	0,19
-21	III	1,99	0,076	27	3,4	93	1,7	210	19	8	0,42
-10	V	1,47	0,11	47	3,4	90	2,5	-	-	17700	3100
0	VI	0,72	0,098	66	3,6	42	6,1	-	-	2380	360
8	V	1,55	0,014	46	2	86	1,5	-	-	12600	3700
20	III	1,84	0,032	34	0,4	87	1	16	31	72	10,5
27	II	2,09	0,082	23	3,7	97	1,9	143	17	4,4	0,2
32	II	2,35	0,209	14	7,6	98	0,8	566	15	1,1	0,02
36	I	2,62	0,033	2	1,3	98	1,6	987	20	< 0,57	-
49	I	2,63	0,013	2	0,4	99	0,8	1076	46	< 0,57	-
74	I	2,64	0,037	2	0,4	97	1,7	1011	16	< 0,57	-
130	I	2,67	0,066	1	0,5	98	1,4	1021	19	< 0,57	-

V karbonských vápencích v zálivu Bullslaughter (obrázek 2.9A) v Pembrokeshire, v jihovýchodním Walesu jsou jedny z nejvýznamnějších příkladů hlubokého zvtrávání na Britských ostrovech a dva hlavní skupiny brekcií, které jsou známé jako „Gash Breccias“ (Rowberry et al., 2014). Zvtrálený vápenec ztratil velké množství vápníku, na které části jsou prakticky dekarbonifikované, primární minerály, jako illit a kalcit, byly zachovány, zatímco sekundární jílové minerály obecně chybí – jedná se o první příklad „ghost rock“ krasoviny na Britských ostrovech (Dubois et al., 2014a).

Útesy kolem zálivu jsou tvořené tmavě šedými jílovitými vápenci a kalovci s vložkami rohovců a kalcitových kalovců, běžné jsou i rohovcové nodule a písčité vápence. Jílovité vápence a kalovce jsou často dekarbonifikované nebo hluboce zvtrálené do světle šedého, bílého, žlutého nebo červeného prachovitého jílu (obrázek 2.9B), barva je dána matečnou horninou. Útes také obsahuje dva hlavní skupiny brekcií, které jsou často hrubé s podprávnou strukturou klastů. Tyto klasty jsou velmi ostrohranné a na některých místech jsou stmeleny sekundárním kalcitem, největší klasty mohou vážit až několik stovek tun. – Rowberry et al. (2014).



Obrázek 2.9: Pohled na záliv Bullslaughter a projevy zvtrávání. (Dubois et al., 2014a)

asto je možné pozorovat souvislý p echod kalcitových žil, vrstevnatosti a puklin z nezv tralého vápence, p es zv tralý až do sypkého materiálu (Dubois et al., 2014a). Na n kterých místech se objevují zv tralé vápence jako izolované dekalifikované bloky, zatímco na jiných místech vypadají jako páskované, okrov zbarvené a mírn vápnité písky, které byly p vodn interpretovány jako sedimentární výpl (Dubois et al., 2014a). Této interpretaci ale odporuje p ítomnost souvislých struktur (vrstevnatosti, porušení,...).

Analýzy kalcimetrie byly provedeny na sedmi vzorcích ne istého vápence, odebraných ze západní ásti zálivu, a poskytly informace o ztrát vápníku. Bylo zjišt no, že se obsah CaCO_3 v t chto vzorcích pohybuje v rozmezí od 97% v nezv tralých vápencích do 3,5% v siln zv tralých vápencích. Je zde p ítomen i náhlý p echod z nezv tralého vápence s vysokým obsahem CaCO_3 do tém dekalifikovaného jílu, jako nap íklad p echod mezi BB11-08 a BB11-09 (obrázek 2.10C) – tyto výsledky ukazují, že ke zm nám v obsahu CaCO_3 dochází v ádu centimetr . – Rowberry et al. (2014)



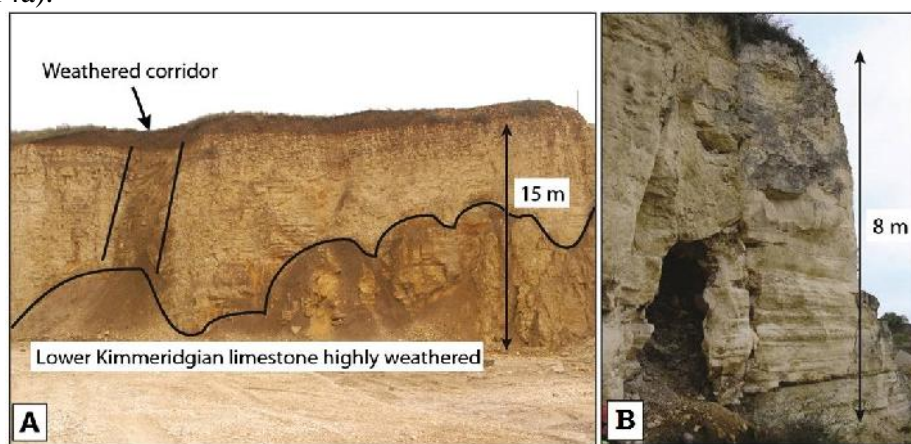
Obrázek 2.10: Místa odebrání vzork s výsledky kalcimetrie (Rowberry et al., 2014)

Oblast Charente se nachází v jihozápadní Fancii, v severovýchodní ásti Akvitánské pánve na kontaktu se západním okrajem Centrálního masivu, skalní podloží je tvo eno p evážn jurskou karbonátovou platformou (Dubois et al., 2014a). Krasové jevy, pozorovatelné hlavn díky t žb v lomech, jsou koncentrované kolem La Rochefoucauld (Dubois et al., 2014a). Vápence poskytují d kazy o významné roli „ghost rock“ krasov ním, které vysv tluje vznik jeskynních bludiš a velký vodní zdroj, který se nachází v porézni hornin vzniklé „ghost rock“ krasov ním (Dandurand et al., 2014).

Oblast La Rochefoucauld je jedna z nejv tších francouzských krasových oblastí (rozloha 550 km^2), nachází se zde pramen ěky Touvre, který je druhou nejv tší francouzskou vyv ra kou ($13 \text{ m}^3/\text{s}$) – Dandurand et al. (2014). Hlavní „ghost rock“ struktury jsou v této oblasti v n kolika lomech. V lomu Peusec (blízko u pramene ěky Touvre) je možné vid t mnoho struktur spojených s „ghost rock“ krasov ním, stejn jako jejich souvislosti se strukturami, které lze pozorovat na povrchu (Dubois et al., 2014a). Lom je tvo en svrchnojurskými vápenci (stupe kimmeridž), na lomové st n je vid t siln zv tralá spodní

vrstevní plocha a vertikální zvrtralá chodba, která protíná nezvrtralý vápenec (obrázek 2.11A) – Dandurand et al. (2014). Na které krasové chodby a jeskyně jsou často vyplněny sedimenty (obrázek 2.11B), obsahují bloky nezvrstlého porézního vápence a na některých místech i glaukonitické písité hlíny (svrchní křída) – Dandurand et al. (2014).

Analýzy provedené na vzorcích z lomů ukázaly, že nezvrtralé a mírně zvrtralé vápence se vyznačují hustotou okolo $2,65 \text{ g/cm}^3$, porozitou asi $15 \pm 0,5\%$ a jsou tvořeny převážně CaCO_3 (Dubois et al., 2014a). Uprostřed zvrtralé chodby je hustota menší než 2 g/cm^3 , porozita stoupla přibližně o 40% a obsah CaCO_3 klesl na méně než 60% (Dubois et al., 2014a).



Obrázek 2.11: A) zvrtralé podloží a vertikální chodba; B) chodba vyplněná sedimenty. (Dandurand et al., 2014)

3 Metodika a data

Metodika praktické části práce sestávala z odběru vzorků a jejich následného zpracování. Zpracování vzorků obnášelo hlavně jejich vážení, díky kterému jsem změřil jejich porozitu a další parametry. Vzorky jsem následně loužil v HCl a znovu je vážil. Díky loužení jsem mohl určit, jak vzorky reagují na kyselé prostředí (jak se mění jejich porozita a pevnost). Z úbytku hmotnosti vzorků po loužení jsem odhadoval obsah rozpustných složek (RS). Z naměřených dat jsem pak vytvořil tabulky a grafy, z nich jsem určil, jaké jsou vztahy mezi jednotlivými parametry (například jaká je závislost změny porozity na obsahu rozpustné složky).

Pro snazší orientaci v následujícím textu uvádím tabulku měřených a používaných parametrů a jejich jednotky:

Tabulka 2: seznam používaných parametrů

symbol	Význam	rozměr
m_{1n}	hmotnost suchého vzorku před loužením	g
m_{1s}	hmotnost nasyceného vzorku před loužením	g
m_{2n}	hmotnost suchého vzorku po loužení	g
m_{2s}	hmotnost nasyceného vzorku po loužení	g
m_0	hmotnost nesoudržné složky	g
	zdánlivá objemová hmotnost vzorku	g/cm^3
V	zdánlivý objem vzorku	cm^3
n_1	přibližná porozita před loužením	% (obj.)
n_2	přibližná porozita po loužení	% (obj.)
n	rozdíl porozity n_1 a n_2	% (obj.)
RS	podíl rozpustných složek	% (hm.)
Y	podíl opadaných nerozpustných částic	% (hm.)
ÚR	úroveň rozpadu po loužení	

Tabulka 3: Stručná charakteristika vrtů.

íslo	vrt	lokalita	souvství	převažující horniny
				zkoumané vzorky
1	4522A	Truskavna, Kokošínsko	Jizerské	vápenný pískovec
				jz. až hrz. vápenný pískovec, vápenný prachovec
2	4521B	Kluky, Mladá Boleslav	Jizerské	vápenný a křemenný pískovec
				jz. až hrz. vápenný pískovec, vápenný prachovec
3	4522_36	Lhotka, Mělník	Jizerské	vápenný pískovec, místy prachovitý
				vápenný prachovec
4	4720_47	Vrutice, Litoměřice	Jizerské	pískovec, prachovec
				jz. až stz. pískovec, prachovitý, vápenný, vápenný prachovec
5	4710_22	Ralsko, Kokošínsko	Jizerské	pískovec
				jz. až hrz. pískovec, vápenný a písčité prachovec
6	4522_C	Dubá, Kokošínsko	Jizerské	pískovec
				jz. pískovec, prachovitý, vápenný
7	4522B	Šemanovice, Kokošínsko	jizerské	pískovec
				vápenný pískovec; místy schránky
8	4530A	Horní Bečkovice, Litoměřice	jizerské, b. lohorské	prachovec, slínovec
				prachovec vápnito-jílovitý
9	4270_02W	Janov, Svitavy	jizerské, b. lohorské, perucko-korycanské	vápenný pískovec až prachovec
				jz. vápenný pískovec, vápenný prachovec, slínovec

Zpracovávané vzorky byly trojího typu: I) válcovité vzorky, II) vzorky s nepravidelným tvarem a III) nesoudržné až sypké vzorky – viz obrázek 3.2. Vzorky typu I byly odebrány z jádrových vrtů, vzorky typu II a III pocházely z vrtné drti odebírané geologem z nejádrového vrtu. Podle typu vzorku se odvíjel mechanismus jejich zpracování a provádění.



Obrázek 3.2: Typy zpracovávaných vzorků

3.2 Metodika zpracování vzork

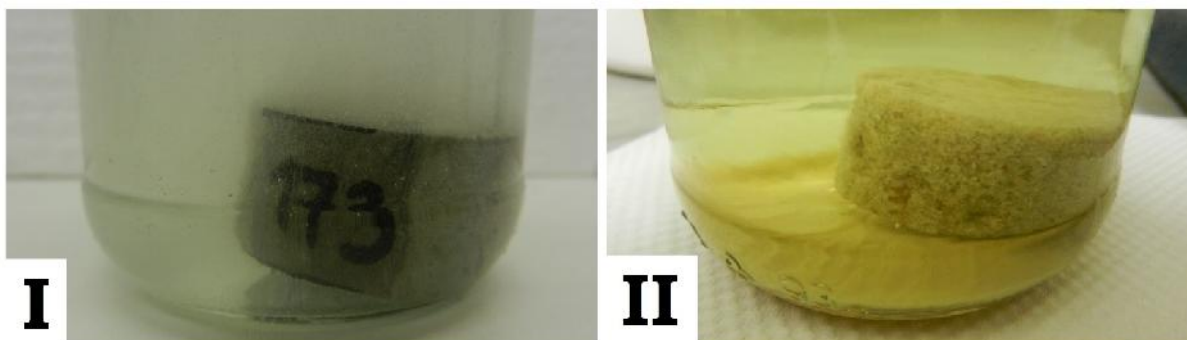
Vzorky typu I jsme se školitelem odebírali z vrtných jader ve Skladu hmotné dokumentace české geologické služby v Lužné u Rakovníka. K odběru vzorků jsme použili akumulátorovou vrtačku DeWalt s diamantovým jádrovým vrtákem s vnějším průměrem jádrovnice 35 mm a délkou do 40 mm. Při vrtání v tělině jader jsme použili vodní výplach sloužící k chlazení vrtáku a k odvodu vrtné drti, na suchu jsme vrtali pouze tam, kde byl materiál dostatečně moký. Vzorky jsme poté otřeli, případně osušili, uložili do uzavíratelného sáčku, popsalí a zabalili do PET fólie, aby se zabránilo poškození vzorků. Vzorky typu II a III byly odebrány geologem z vrtné drti.

Odebrané vzorky válcovitého tvaru byly naezány v brusárně Petrovovy decké fakulty Univerzity Karlovy v Praze. Na ezání vznikly válcovité vzorky o průměru kolem 30 mm a výšce od cca 10 do 20 mm. Takto naezané vzorky jsem omyl a zlehka očistil, abych z nich odstranil zbytky materiálu po ezání, dále jsem je nechal oschnout a popsal je lihovým fixem.

3.2.1 Loužení v kyselině chlorovodíkové

Kyselina chlorovodíková (HCl) se často používá ke zjištění obsahu karbonátů a k oddělení nerozpustné frakce horniny či sedimentu. Jedná se o silnou kyselinu, díky tomu dochází k rychlému rozpouštění a vznikají rozpustné produkty reakce (Ray et al., 1957).

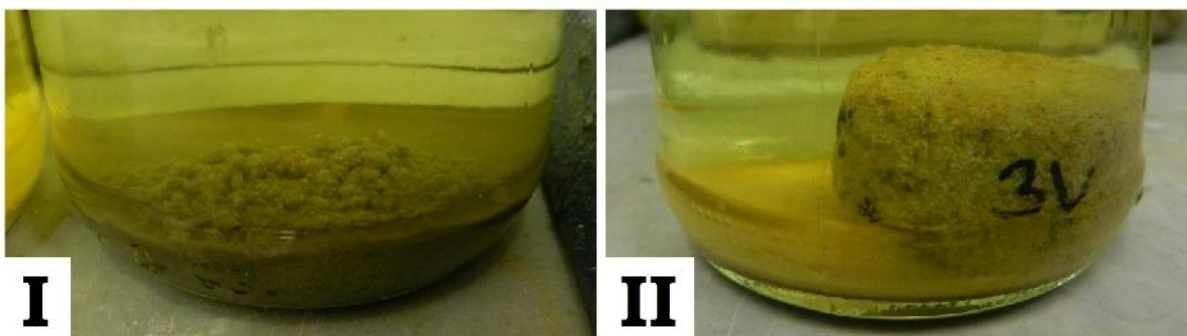
Vzorky jsem loužil v 10% HCl. Vzorky typu I a ty, které v těle vzorky typu II a III jsem loužil ve skleněných nádobách o objemu 250 ml. Vzorek jsem zalil přibližně 100 ml HCl (obrázek 3.3I), podle reakce jsem případně množství změnil – když vzorek reagoval málo (málo šumění), použil jsem menší množství, když reagoval intenzivně (intenzivní šumění), použil jsem větší množství. Menší vzorky typu II a vzorky typu III jsem loužil v plastových vzorkovnicích o objemu 50 ml. Nádoby jsem přiklopil víčkem, ale nedovízel jsem je, aby nedocházelo k natlakování nádoby unikajícím CO₂. Přibližně po týdně jsem vzorky zkontroloval (menší vzorky jsem kontroloval dříve). Když reakce ustala (už se neobjevovaly bublinky unikajícího CO₂) – obrázek 3.3II, zkontroloval jsem reaktivitu roztoku kyseliny. Kontrolu jsem prováděl kápnutím roztoku na vápenný prach nebo vápennou horninu. Když roztok nereagoval, vyměnil jsem ho za nový.



Obrázek 3.3: Vzorky v HCl: (I) reagující vzorek, (II) nereagující vzorek.

Loužení vzork jsem ukončil, když se vzorky nacházely v kyselém reaktivním roztoku, ale už jsem nepozoroval bublinky unikajícího CO_2 . Roztok jsem z nádoby vylil, vzorek zalil destilovanou vodou a nechal stát, aby se usadil jemný materiál ve vznosu a aby mohl zbývající kyselý roztok přejít z pórů do roztoku destilované vody. Tento postup jsem po několika hodinách zopakoval. Při manipulaci s nádobami jsem se snažil zabránit nárazem vzorku do stěn nádoby a víčka roztoku, aby nedocházelo k porušení vzorku, které není způsobené útokem kyselého roztoku.

Když se v HCl vzorek rozpadl na nesoudržný sediment a nebyla přítomna v těži pevná část (obrázek 3.4I), se kterou by se dalo dále pracovat, vymyl jsem ho z nádoby destilovanou vodou a nechal odpařit. Ze vzorku v takovém stavu nelze získat jiné parametry než hmotnost vzorku v suchém stavu a přibližný obsah rozpustné složky, to znamená, že u takových vzorků nejde určit, jaký vliv měla HCl na porozitu vzorku.



Obrázek 3.4: opad vzork - (I) V13 Y = 100 %; (II) V3 Y = 0,17 %

Když ze vzorku po loužení zbyla v těži pevná část (obrázek 3.4II), oddělil jsem jí a dále zpracovával. Změřil jsem hmotnost vzorku v nedokonale saturovaném stavu (po saturování vzorku za atmosférického tlaku; pravděpodobně nebyly všechny póry vyplněny vodou, v nich kterých mohl zůstat vzduch). Použil jsem metodu trojího vážení, která spočívá ve změření hmotnosti nádoby s vodou, hmotnosti nádoby s vodou a plně ponořeným vzorkem, a

ne však položeným na dno a hmotnosti nádoby s vodou a vzorkem položeným na dno. Díky této metodě jsem vypočítal další parametry vzorku. Nesoudržný sediment jsem, stejně jako v předchozím případě, vymyl a nechal odpařit. Pevnou část vzorku jsem po vážení nechal vyschnout a pak jsem změřil jeho hmotnost v suchém stavu. Po odpaření vody jsem změřil i hmotnost nesoudržného opadaného materiálu. Z naměřených hmotností jsem získal poměr hmotnosti nesoudržné složky (m_0) ku soudržné složce (m_{2n}) podle vzorce:

$$Y = \frac{m_0}{m_{2n}}$$

3.2.2 Hodnocení reakce vzorku horniny na kyselé prostředí

K popisu reakce vzorků hornin na loužení v HCl jsem použil klasifikaci, kterou vytvořil Balák (2015). Ta je založena na pěti úrovních rozpadu (dále ÚR), které přibližují změny vlastností, která se se vzorky udály. Klasifikace spočívá v porovnání stavu vzorku před a po loužení a na změny vlastností. K rozdělování do jednotlivých úrovní jsem, stejně jako Balák (2015), používal tři zkoušky: vryp ocelovým hrotem, drolivost povrchu vzorku při manipulaci a interval pro podíl opadu (Y), ten je základním parametrem klasifikace, protože není oproti zbylým dvěma zkouškám subjektivní. Klasifikace podle Baláka (2015) je popsána níže.

ÚR 1, (nezvtrálá): První úroveň značí, že v pevnosti vzorku k žádné zaznamenané změně nedošlo. Neznamená však, že neprobíhala žádná reakce. Všechny vzorky mohou ztratit několik procent hmotnosti i bez toho, aby se zmenšila jejich povodní pevnost. Ze vzorku neopadalo žádné reziduum, pokud nebyl na povrchu drolivý už v povodním stavu. Na hloubce vrypu není znatelný rozdíl.

ÚR 2, (snížená pevnost): Druhá úroveň zahrnuje všechny vzorky, které se působením HCl změkčí tak, že hloubka vrypu ocelovým hrotem výrazně vzroste. Vtřina zkoumaných hornin, třeba i slabě zvtrálých, je v povodním stavu takovému vrypu odolná. Od okraje však může opadávat nerozpustné reziduum, avšak pouze minimálně.

ÚR 3, (slabý rozpad): Třetí úroveň označuje ty vzorky, které nejenže ztratily povodní pevnost, ale za sucha jsou i doteku drolivé. Spodní hranici této úrovně tvoří 1 % opadu (Y) v loužící nádobě, horní hranici tvoří 10 % opadu.

ÚR 4, (střední rozpad): Do čtvrté úrovně byly zahrnuty vzorky, které tvoří přechod mezi úplným rozpadem a změkčením vzorku. Nerozpustné zbytky ztrácí soudržnost a lámou se podle puklin. Jde o nehomogenní horniny, z nichž se část rozpadne úplně

a zbytek zůstává blízky původnímu tvaru. Nerozpustné zbytky mívají na povrchu značně odrovené povrchové vodní obrysy, někdy rýhy až prohlubně. Na omak jsou silně drolivé. Opadu (Y) je více než 10 %.

ÚR 5, (úplný rozpad): Pátá a poslední úroveň obsahuje vzorky hornin, které působení kyseliny úplně rozložilo, a tak v nádobě zbývá jen nesoudržný klastický materiál. Pokud se mezi opadem nachází ještě i soudržné částice nerozpadlé horniny, jsou mnohem menší, než byla původní velikost vzorku. Opad (Y) tvoří alespoň 50 % hmotnosti nerozpustného rezidua.

3.2.3 Vážení vzorků

V průběhu práce se vzorky bylo potřeba provést sérii měření. K vážení jsem používal digitální kapesní váhu Palmscale 7.0 s rozsahem měření do 200 g a přesností 0,01 g. Vzorky jsem nejdříve zvažil v suchém stavu, poté jsem je na pár dní naložil do vody, aby se dosáhlo stavu nedokonalé saturace a pomocí metody trojího vážení jsem určil jejich hmotnost, objem, zdánlivou hustotu a přibližnou porozitu. Tato měření jsem opakoval po loužení vzorků v HCl.

Při použití metody trojího vážení jsem od naměřených hodnot odečetl hmotnost nástroje (α_3), kterým jsem vzorek držel a hmotnost vody, kterou nástroj vytlačil: $\alpha_2 - (\alpha_1)$ a $\alpha_3 - (\alpha_2)$.

3.2.4 Porozita a další parametry vzorků

Díky použití metody trojího vážení před a po loužení jsem získal parametry vzorků, které jsem mohl porovnat a zjistit, jaký vliv HCl na vzorky měla. Získané parametry vzorků byly tyto: hmotnost v nedokonalě saturem stavu (m_{1s} , m_{2s}), zdánlivá hustota (ρ), objem (V) a přibližná porozita (n_1 , n_2). Jelikož byly vážené vzorky nedokonalě saturem, jsou hodnoty získaných parametrů pouze přibližné (přítomný vzduch v pórech mohl snížit hmotnost vzorku a tím celkově snížit i porozitu).

k výpočtu hmotnosti vzorku (m_{1s}) jsem použil rovnici:

$$m_{1s} = \alpha_3 - \alpha_1 - \beta_3$$

k výpočtu zdánlivé hustoty (ρ) jsem použil rovnici:

$$\rho = \frac{\alpha_3 - \alpha_1 - \beta_3}{\alpha_2 - \alpha_1 - \beta_1}$$

k výpočtu objemu (V) jsem použil rovnici:

$$V = \frac{m_{1s}}{\rho}$$

k výpočtu porozity (n_1) jsem použil rovnici:

$$n_1 = \frac{m_{1s} - m_{1n}}{V}$$

Stejně výpočty jsem provedl se vzorky po loužení v HCl, rovnice se liší pouze indexem u hmotnosti a porozity:

k výpočtu hmotnosti vzorku (m_{2s}) jsem použil rovnici: $m_{2s} = \alpha_3 - \alpha_1 - \beta_3$

k výpočtu zdánlivé hustoty (ρ) jsem použil rovnici: $\rho = \frac{\alpha_3 - \alpha_1 - \beta_3}{\alpha_2 - \alpha_1 - \beta_1}$

k výpočtu objemu (V) jsem použil rovnici: $V = \frac{m_{2s}}{\rho}$

k výpočtu porozity (n_2) jsem použil rovnici: $n_2 = \frac{m_{2s} - m_{1s}}{V}$

3.2.5 Odhad obsahu karbonátů

Odhad obsah karbonátů je dále označen jako obsah rozpustné složky (RS) vyjádřený v procentech. Tyto dva termíny nelze zaměňovat, protože s roztokem HCl nereagují jen karbonáty. Ke zjištění RS jsem používal hmotnosti vzorků v suchém stavu, vážil jsem je při laboratorní vlhkosti. Hmotnost vzorků po loužení je součet hmotnosti pevné části (m_{2n}) a hmotnosti nesoudržné složky (m_0).

K výpočtu RS jsem používal rovnici:

$$RS = \frac{m_{1n} - (m_{2n} + m_0)}{m_{1n}} \times 100 \%$$

3.2.6 Kalcimetrie

Přesný obsah karbonátů ve vzorcích i s rozlišením o který karbonát se jedná (Ca, Mg, Fe apod.) byl zjištěn pomocí kalcimetrie, toto měření provedla laboratorní geologické služby (IGS). Analýzy byly na rozdíl od loužících experimentů s HCl provedeny na vzorcích namletých na analytickou jemnost. Před analýzami jsem vzorky nadrtl a namlel v laboratorii Geologického ústavu AV ČR. K nadrcení v tžích a pevnějších vzorcích jsem použil ocelový hmoždík. Vzorky jsem dále mlel na analytickou jemnost pomocí planetového mlýnku s achátovými miskami (obrázek 3.5).



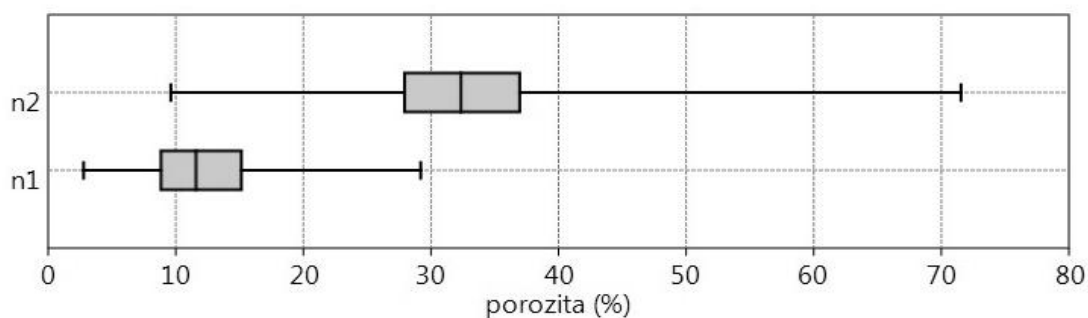
Obrázek 3.5: Mletí vzork – achátová miska; planetární mlýnek

4 Výsledky

4.1 Porozita vzork

P vodní porozitu jsem m ěl na 117 vzorcích ze 189, u ostatních vzork ě jsem ji nem ěl, protože byly na m ění moc malé nebo byly nesoudržné až sypké, n které vzorky se rozpadly již p ěi namo ění do vody. U 88 vzork ě jsem následn ě zm ěl i porozitu po loužení (viz tabulka P2, p ělohy 8.1), u ostatních (vzorky v tabulce P3, p ělohy 8.1) jsem jí zm ěit nemohl, protože se p ěi loužení bu ě rozpadly, nebo z ěstala jen malá soudržná ěást.

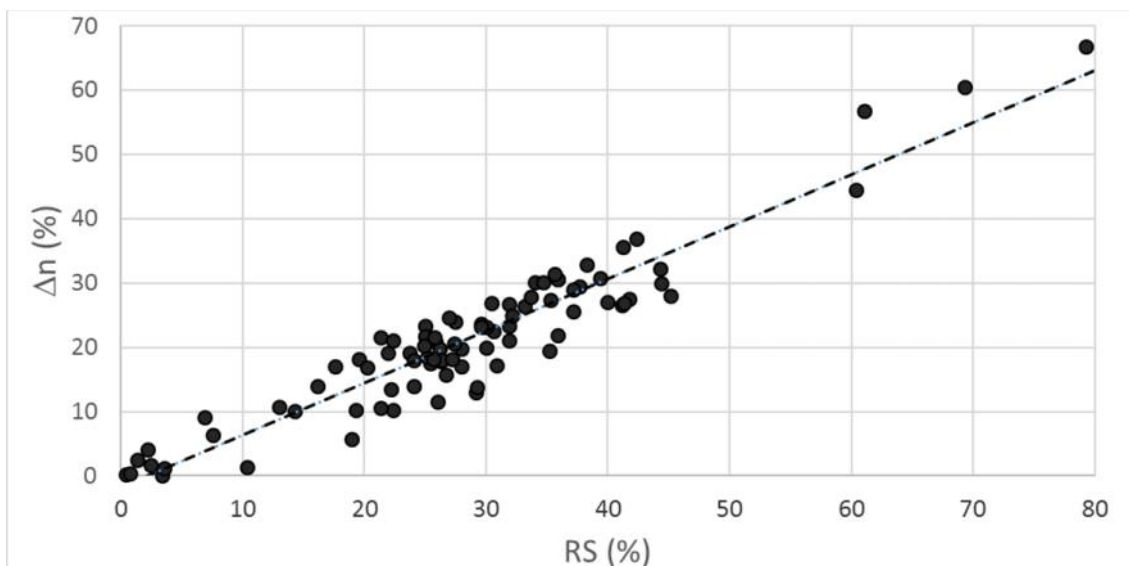
Z nam ěných dat vyplývá, že loužením v HCl dochází u vzork ě k nár ěstu porozity. Minimální nam ěný nár ěst byl 0,06 %, maximální nár ěst byl 66,84 %, pr ěm ěrný nár ěst porozity byl 21,3 % (viz krabicové diagramy na obrázku 4.1).



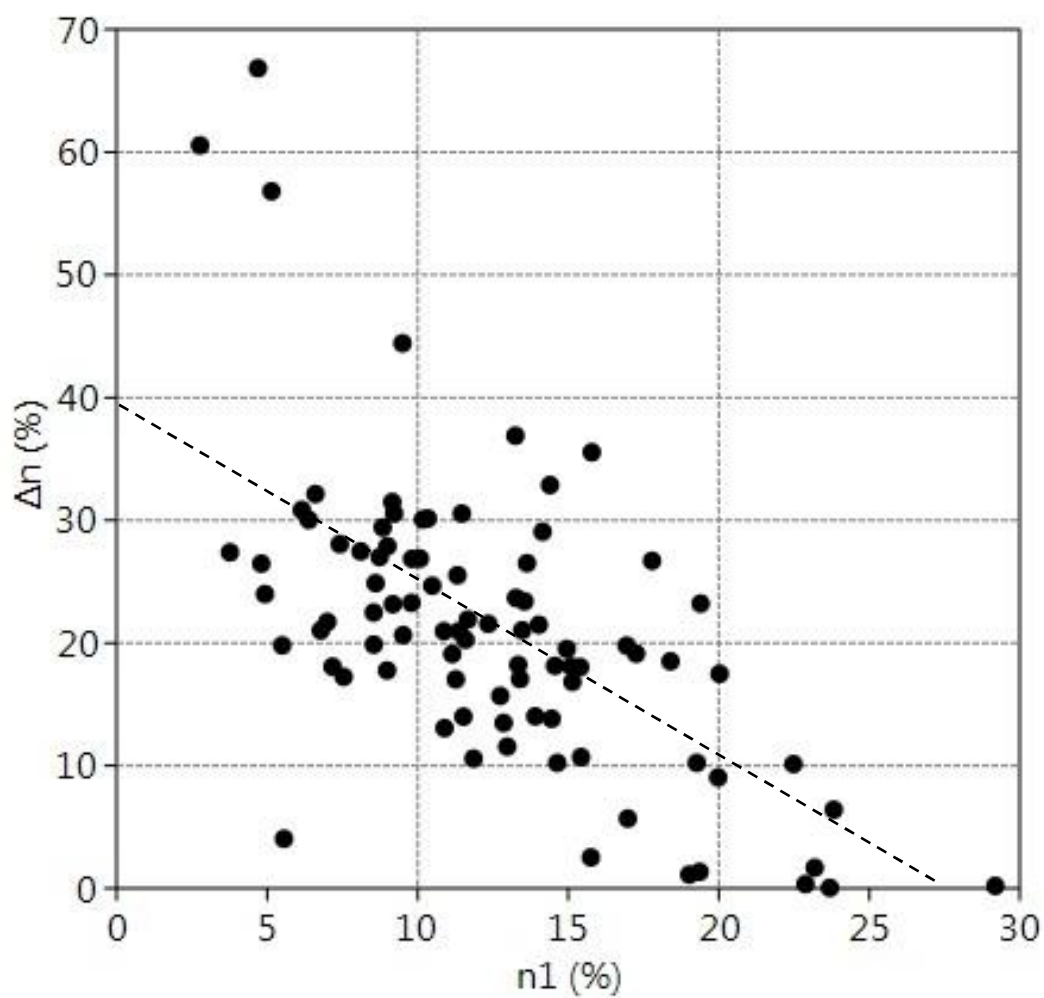
Obrázek 4.1: Diagramy znázor ůjící nam ěné hodnoty p vodní porozity (n_1) a porozitu po loužení (n_2).

Obecn ě se dá ěíci, že platí p ěímá ům ěnost mezi obsahem rozpustné složky (RS) a zm ěnou porozity (Δn) – viz graf na obrázku 4.2. Malý nár ěst porozity byl zaznamenán ě u vzork ě s obsahem RS v ěádu prvních desetiny procenta. Rovnice spojnice trendu má tvar: $y = 0,8098x - 1,7018$. Pearson ěv korela ění koeficient t ěchto hodnot je 0,95.

Graf na obrázku 4.3 ukazuje závislost zm ěny porozity (Δn) na po ěáte ění porozit ě (n_1). Z grafu vyplývá, že mezi t ěmito parametry pravd ěpodobn ě platí nep ěímá ům ěra. Rovnice spojnice trendu má tvar: $y = -1,4437x + 39,219$ a Pearson ěv korela ění koeficient t ěchto hodnot je -0,63. U vzork ě s nízkou po ěáte ění porozitou ($n_1 < 5$ %) jsem nam ěl nejvyšší nár ěsty porozity, v pr ěm ěru o 41,06 % (maximální nár ěst o 66,84 %). Naopak u vzork ě s relativn ě vysokou po ěáte ění porozitou ($n_1 > 20$ %) jsem nam ěl nejmenší nár ěsty, v pr ěm ěru o 5,2 % (minimální nár ěst o 0,06 %).



Obrázek 4.2: Graf závislosti změny porozity (Δn) na obsahu rozpustné složky (RS).

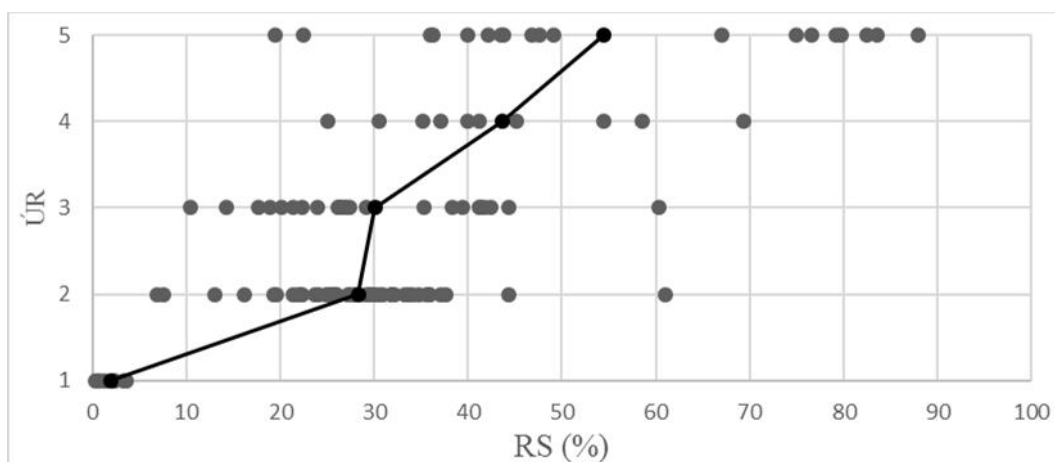


Obrázek 4.3: Graf závislosti změny porozity (Δn) na průměrné porozitě (n_1).

4.2 Obsah karbonát

V tabulce P4 (přílohy 8.1) je všech 189 vzorků, které jsem zpracovával, je v ní uvedeno: množství rozpustné složky (RS; 0 – 100 %); obsah karbonátů z analýzy kalcimetrie (0 – 100 %); opad (Y; 0 – 100 %) a úroveň rozpadu (ÚR; 1 – 5). U vzorků tšiny nepravidelných (typ II) a nesoudržných a sypkých (typ III) vzorků se nedal určit a zvážit opad. U těchto vzorků se nedala určit i úroveň rozpadu, protože nejdůležitějším parametrem pro toto rozdělení je množství opadu, kvůli tomu jsou místa v tabulce prázdná.

Vzorky jsem na základě klasifikace popsané v kapitole 3.2.2 rozdělil do jednotlivých úrovní rozpadu (ÚR). Graf na obrázku 4.4 znázorňuje naměřené intervaly obsahu RS podle úrovně rozpadu, v grafu jsou také černé vyznačené průměrné hodnoty obsahu rozpustné složky (RS).



Obrázek 4.4: rozdělení vzorků do tříd podle úrovně rozpadu; černé jsou vyznačeny průměrné hodnoty

Z dat v tabulce P4 (přílohy 8.1) a z grafu na obrázku 4.4 vyplývá, že obecně s rostoucím obsahem rozpustné složky (RS) roste rozpadavost vzorků. Naměřené hodnoty RS se na velké části intervalů překrývají, z toho vyplývá, že obsah RS není jediným řídícím parametrem pro rozpad. U některých vzorků jsem naměřil přes 40% RS, snížila se u nich pevnost (výrazně vzrostl vryp ocelovým hrotem), ale víceméně si zachovaly svůj povodní tvar (například vzorek 181V). Na druhou stranu se některé vzorky rozpadly již při hodnotě RS kolem 20 % (například vzorek 152V).

4.3 Rozpad vzorků

Celkem jsem zpracovával 114 jádrových vzorků, z těchto vzorků se při loužení 30 (tj. 26 %) úplně rozpadlo. U těchto vzorků je tedy v těži pravděpodobnost vzniku krasových kanálů. Obsah RS u těchto vzorků byl v rozmezí od 15 % do skoro 90 %, průměrná hodnota byla 44 %.

Do skupiny 1 označené jako jizerská kída, kde jsem loužil p edevším vzorky z tenkých kalcifikovaných horizont , spadá 68 vzork , z nich se 13 (tj. 19 %) zcela rozpadlo. Jejich průměrný obsah RS byl 48 % (v rozmezí od 22 do 80 %). Z oblasti 2, ohárecká kída, pocházelo 11 vzork a při loužení se všechny rozpadly. Jejich průměrný obsah RS je 25 % (v rozmezí od 19 do 39 %). Z oblasti 3, orlicko-žárská kída, pocházelo 35 vzork , z nich se 6 (tj. 17 %) rozpadlo. Jejich průměrný obsah RS byl 71 % (v rozmezí od 15 do 88 %).

Z těchto hodnot se tedy jako nejvíce náchylnou oblastí ke vzniku krasových kanál jeví oblast Pooh í, ale vzhledem k tomu, že vzork bylo jen 11 a pocházely z jednoho vrtu, nedá se jasn ur it, zda takové chování budou vykazovat i další vzorky odebrané z této oblasti. Z naměřených hodnot vyplývá, že obsah RS není jediným ídicím faktorem pro rozpad vzork . Všechny vzorky z oblasti 2 se rozpadly, ale jejich obsah RS byl ve srovnání s ostatními oblastmi relativn malý.

Ve vrtu íslo 2 (4521B), z jizerské faciální oblasti (oblast 1), byl karotáží ve vrtu zjišt n p ítok v hloubce 214 m. Vzorek odebraný z hloubky 214,15 m se při loužení áste n rozpadl a spadá do skupiny ÚR4. Ve vrtu íslo 8 (4530_A), z ohárecké oblasti (oblast 2), byly zjišt ny p ítoky v hloubkách 15,5 m, 21,15 m, 25,0 m, 27,7 m, 32,0 m a 35,0 m. Vzorky byly odebrány z hloubek 15,2 m, 21,2 m, 25,2 m, 27,7 m, 32,6 m a 35,0 m a všechny se při loužení zcela rozpadly (ÚR5), zdá se, že v těchto úsecích jsou p ítoky vázané práv na více rozpadavé zóny. Ve vrtu íslo 9 (4270_02W), z orlicko-žárské faciální oblasti k ídy (oblast 3), byly p ítoky zjišt ny v hloubkovém intervalu 132-133,6 m a v hloubce 150 m. Vzorek odebraný z hloubky 134,35 m se zcela rozpadl, naproti tomu u vzork z hloubky 132,9 m a 149,2 m byly pozorovány jen relativn malé zm ny v jejich pevnosti a pat í do skupiny ÚR2.

5 Diskuse

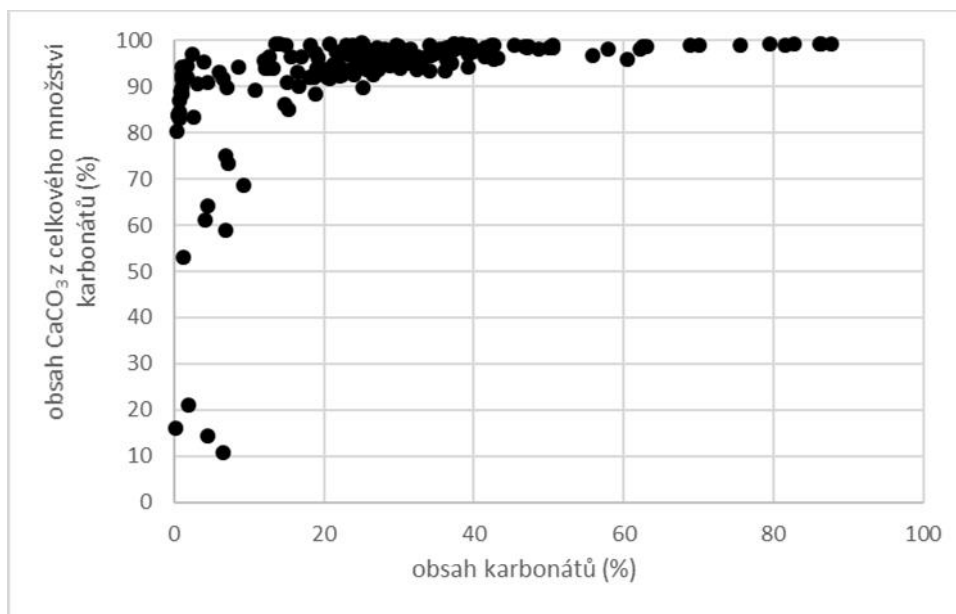
Metody, které jsem při práci používal pro stanovení porozity a obsahu rozpustné složky nepatří mezi běžně používané laboratorní metody. Při zpracování vzorků jsem se držel rad, které mi sdělil Mgr. František Balák.

U měření porozity je chyba měření dána tím, že není jisté, jestli byly vážené vzorky plně nasycené. V malých pórech mohlo zůstat určité množství uzavřeného plynu, ten mohl snížit hmotnost vzorku a tím celkově snížit i porozitu vůči skutečné hodnotě. U náhodně vybraných vzorků jsem měření porozity opakoval. Rozdíl v naměřených hodnotách se v průměru pohyboval v řádu desetin procenta.

Měření obsahu rozpustné složky bylo ovlivněno ztrátami hmotnosti způsobenými únikem jemné frakce při nahrazování roztoku kyseliny destilovanou vodou a následně při vymývání nerozpustného nesoudržného rezidua z nádob. Další ztráty hmotnosti byly způsobeny tím, že část rezidua zůstala na nádobě i používaných nástrojích. Ztráta hmotnosti byla v průměru nižší než 0,01 g, u silně rozpádnutých vzorků mohla být až 0,03 g. Vzorky měly před loužením v HCl průměrnou hmotnost 17 g (válcovité vzorky z vrtných jader měly v průměru 25 g), tato ztráta tedy vyjadřuje až 0,2 % (u válcovitých vzorků až 0,12 %) hmotnosti původního vzorku.

Hlavní problém spoívá ve vážení vzorků za laboratorní vlhkosti (Balák, 2015). Hmotnost vzorku je závislá na jeho vlhkosti a je ovlivněna i vzdušnou vlhkostí. Bylo potřeba zamezit změnám hmotnosti vzorků způsobenými změnami vzdušné vlhkosti, proto jsem první zpracované vzorky následně používal jako vzorky referenční a přibližně je vážil při vážení ostatních vzorků. Hmotnost zpracovávaných vzorků jsem bral v úvahu jen tehdy, když se neměnila hmotnost referenčních vzorků. V tomto případě je nejistota měření asi 0,03 – 0,05 g (0,17 – 0,29 %; u válcovitých vzorků 0,12 – 0,2 %), protože různé horniny reagují na malé změny vlhkosti trochu odlišným způsobem, jiná absorpce vody může být způsobena nárůstem pórovitosti a způsobit nárůstem jílových minerálů vzdušné vlhkosti (Balák, 2015).

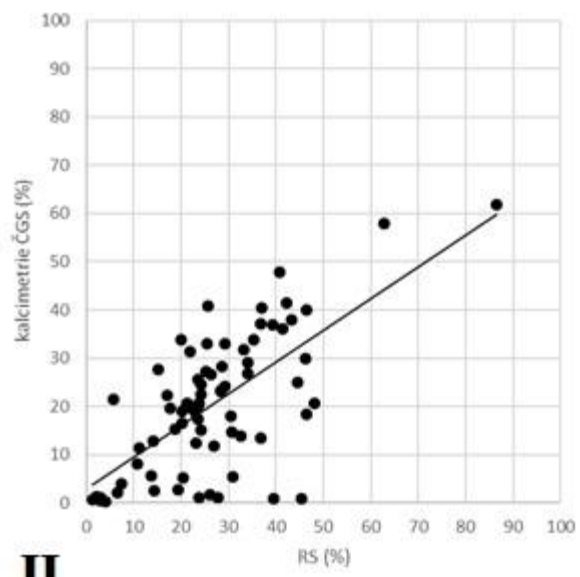
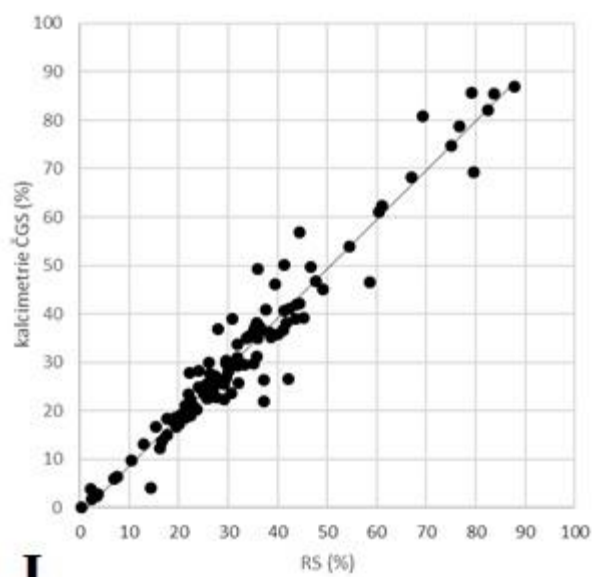
Další problém spoívá v reakci vzorku s HCl. Není zde jasné, které složky vzorku byly loužením rozpuštěny a jaké jsou případně vzniklé produkty reakce. Chybu v tomto případě nelze přesně stanovit, protože je u každého vzorku jiná. Vzhledem k tomuto problému používám v popisu zpracování vzorků parametr „obsah rozpustné složky“ (RS) nikoliv „obsah karbonátů“. Z analýz kalcimetrie znázorněných v grafu na obrázku 5.1 je nicméně vidět, že u většiny vzorků tvoří CaCO_3 více než 90 % ze všech karbonátů.



Obrázek 5.1: Graf zobrazující procentuální zastoupení CaCO_3 z celkového množství karbonátů.

Další rozdíly v hodnotách, které jsem naměřil a v hodnotách získaných z analýz kalcimetrie mohou být způsobené nehomogenitou vzorků. Tyto rozdíly jsou menší u válcovitých vzorků, protože pocházejí z blízkého stejného místa. Ale i u těchto vzorků mohou být v některých případech značné rozdíly způsobené například přítomností různých vápnitých vrstev, přítomností kalcitových schránek živočišných i vápenatých konkrécií. Díky těmto nehomogenitám se u některých vzorků část zcela rozpadla a část zůstala zachována (například vzorek 1V). Mnohem větší rozdíly jsou u nesoudržných a sypkých vzorků, protože každý úlomek může mít trochu jiné složení a díky tomu reaguje na loužení jinak. Při loužení jsem pozoroval, že některé úlomky se zcela rozpadly, jiné zůstaly téměř nezměněné (například vzorek 41V).

Na obrázku 5.2 jsou dva grafy, které znázorňují vztah mezi obsahem rozpustné složky (RS) a obsahem karbonátů z analýz kalcimetrie. V grafu I jsou vyneseny vzorky typu I (odvrtané z vrtných jader), rovnice spojnice trendu těchto hodnot má tvar $y = 1,0173x - 1,5721$ a Pearsonův korelační koeficient je 0,97. Na grafu II jsou vyneseny vzorky typu II a III (úlomky, vrtná drážka), rovnice spojnice trendu těchto hodnot má tvar $y = 0,6593x + 2,7965$ a Pearsonův korelační koeficient je 0,67. Z grafu vyplývá, že stanovení RS bylo výrazně přesnější u vzorků odebraných z vrtných jader. U sypkých a nesoudržných vzorků je chyba způsobená nejspíše ztrátou materiálu při manipulaci se vzorkem a nehomogenitou vzorků.



Obrázek 5.2: Grafy zobrazující porovnání naměřených hodnot RS a výsledků analýz kalcimetrie, vyznačena spojnice trnedui. I) vzorky typu I; II) vzorky typu II a III

6 Závěr

Proces krasování není vázán jen na snadno rozpustné horniny (karbonáty a evapority). Rozpouštění totiž ovlivuje mnoho různých hornin, proto je například možné pozorovat krasové struktury v křemencích a křemitých pískovcích. S ohledem na nové studie je možné i na takovéto struktury pohlížet jako na kras.

Dalším zajímavým fenoménem je „ghost rock“ krasování. Od vzniku klasického krasu se liší tím, že jde o dvoustupňový proces. Nejprve je hornina pomalu proudící vodou částečně rozpouštěna, ale díky nízkému hydraulickému gradientu nedochází k erodování a vyplavování horniny, reziduum zůstává na místě a zachovává si původní tvar a strukturu. Změna na hydrogeologických podmínkách (zvýšení hydraulického gradientu) vede k erozi a vyplavení rezidua a ke vzniku krasových kanálů, chodeb a jeskyní. Takto vzniklé prostory se pak mohou začít chovat podobně jako klasický kras.

Praktická část bakalářské práce ukázala, že rozpouštění karbonátových písků i v siliciklastických horninách České křídové pánve ovlivuje jejich pevnost, někdy až do takové míry, že se hornina úplně rozpadne. Díky rozpadu horniny pak mohou v oblasti vzniknout podmínky vhodné ke vzniku krasových kanálů v celé oblasti České křídové pánve (jizerská, ohárecká, orlicko-žitavská).

Data naměřená při zpracování vzorků ukázala, v souladu s předchozími prací F. Baláka (2015), že obsah rozpustných složek (RS) je v České křídové pánvi pro rozpad hornin důležitým, ale však jediným faktorem, který rozhoduje o rozpadu hornin. Nedá se tedy zobecnit, že horniny s vysokým obsahem karbonátů jsou všechny náchylné k rozpouštění a ke vzniku krasu a naopak. Jejich pevnost může být například zvýšena přítomností tmelu (například sekundárním prokřemeněním), nebo naopak snížena například tektonickými poruchami.

7 Literární zdroje

BALÁK, F., (2015): Možnosti krasovní v p echnodní facii eské k ídové pánve, Bakalá ská Práce. Univerzita Karlova v Praze, P írodov decká fakulta. Praha, 37 s.

BRUXELLES, L., QUINIF, Y., WIENIN, M. (2009): How can ghost rocks help in karst development? *Proceeding of 15th international congress of speleology (2009)*, s. 814 – 818

DANDURAND, G., DUBOIS, C., MAIRE, R., QUINIF, Y. (2014): The Charente karst basin of the Touvre: alteration of the Jurassic series and speleogenesis by ghost-rock proces. *Geologica Belgica*, vol. 17, no. 1, s. 27 – 32

DUBOIS, C., QUINIF, Y., BAELE, J.-M., BARRIQUAND, L., BINI, A., BRUXELLES, L., DANDURAND, G., HOVRON, C., KAUFMANN, O., LANS, B., MAIRE, R., MARTIN, J., ROWBERRY, M. D., TOGNINI, P., VERGARI, A. (2014a): The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth Science Reviews*, vol. 131 (2014), s. 116 – 148

DUBOIS, C., QUINIF, Y., BAELE, J.-M., DAGRAIN, F., DECEUSTER, J., KAUFMANN, O. (2014b): The evolution of the mineralogical and petrophysical properties of a weathered limestone in southern Belgium. *Geologica Belgica*, vol. 17, no. 1, s. 1 – 8

DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, p. 108-121.

DUNHAM, R. J. (1962): Classification of Carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir no. 1, p. 108 – 121

FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 43, p. 1 – 38

HARDT, R., RODET, J., PINTO, S. A. F. (2013): Karst evolution in sandstone: the Chapada dos Guimarães site, Brazil. *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology (2013)*, s. 264 – 267

HÄUSELMANN, P., TORGNINI, P. (2005): Kaltbach cave (Siebenhengste, Switzerland): phantom of the sandstone. *Acta Carsologica*, vol. 34, no. 2, s. 383 – 396

- HERÍK, F., HERRMANN, Z., VALEKA, J. (2003): Hydrogeology of the Bohemian cretaceous basin. GS, Praha, 96 s., ISBN 80-7075-604-7
- HYNIE, O. (1961): Hydrogeologie SSR I, Prosté vody. SAV, Praha, 564 s.
- CHLUPÁ, I., BRZOBOHATÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z. (2011): Geologická minulost české Republiky. Academia, Praha, 436 s.
- KAUFMANN, O., DECEUSTER, J. (2014): Detection and mapping of ghost-rock features in the Tournaisis area through geophysical methods – an overview. *Geologica Belgica*, vol. 17, no. 1, s. 17 – 26
- KLIMCHOUK, A. B., FORD, D. C., PALMER, A. N., DREYBRODT, W. (2000): Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers, NSS, Huntsville, USA, 521 s., ISBN: 1-879961-09-1
- KONTA, J. (1973): Kvantitativní systém reziduálních hornin, sediment a vulkanoklastických usazenin. Univerzita Karlova Praha, Praha, 375 s.
- KRÁSNÝ, J., CÍSLEROVÁ, M., URDA, S., DATEL, J.V., DVOŘÁK, J., GRMELA, A., HRKAL, Z., KÍŽ, H., MARSZALEK, H., ŠANTRŮEK, J., ŠILAR, J. (2012): Podzemní vody české republiky: regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. česká geologická služba, Praha 1144 s. ISBN 978-80-7075-797-0
- KUKAL, Z. (1985): Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. Ústřední ústav geologický, Praha, 80 s.
- LANGMUIR, D. (1997): Aqueous Environmental Geochemistry. Upper Saddle River, N. J.: Prentice Hall, USA, 600 s., ISBN: 0-02-367412-1
- LAVERTY, M. (2012): Preparing the ground – new mechanisms for karst and speleogenesis: ‘altération’, fantomisation and replacement. *Cave and Karst Science*, vol. 39, no. 2, s. 72 – 76
- MOUNT, J. (1985): Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, no. 32, s. 435 – 442
- PANOŠ, V. (1965): Problém krasoviny nekarbonátových hornin. *časopis pro mineralogii a geologii*, vol. 10, no. 1, s. 105 – 109
- PETRÁNEK, J. (1993): Malá encyklopedie geologie. JIH, české Budějovice, 248 s.

- PICCINI, L., MECCHIA, M. (2009): Solution weathering rate and origin of karst landforms and caves in the quartzite of Auyan-tepui (Gran Sabana, Venezuela). *Geomorphology*, vol. 106, s. 15 – 25
- PRICE, D. G. (2009): Engineering Geology: Principles and Practice. Springer, Berlín, N mecko, 450 s., ISBN: 978-3-540-29249-4
- P IBYL, J., LOŽEK, V., KU ERA, B. a kol. (1992): Základy karsologie a speleologie. Academia, Praha, 356 s., ISBN 80-200-0084-4
- QUINIF, Y. (2011): Ghost rock structures and the nature of Azé Caves. *Quaternaire*, Hors Série, 4, s. 7 – 14
- RAY, S. GAULT, H. R. DODD, CH. G. (1957): The separation of clay minerals from carbonate rocks. *American Mineralogist*, vol. 42, s. 681-686.
- ROWBERRY, M. D., BATTIAU-QUENEY, Y., WALSH, P., BŁA EJOWSKI, B., BOUT-ROUMAZEILLES, V., TRENTESAUX, A., K ÍŽOVÁ, L., GRIFFITHS, H. (2014): The weathered Carboniferous limestone at Bullslaughter Bay, South Wales: the first example of ghost-rock recorded in the British Isles. *Geologica Belgica*, vol. 17, no. 1, s. 33 – 42
- SAURO, F. (2014): Sauro, F., 2014: Structural and lithological guidance on speleogenesis in quartz-sandstone: Evidence of the arenisation process. *Geomorphology*, vol. 226, s. 106 – 123
- SELF, CH., MULLAN, G. J. (2005): Rapid Karst development in an English Quartzitic Sandstone. *Acta Carsologica*, vol. 34, no. 2, s. 415 – 424
- SKO EK, V. (1993): Petrologie sediment . P írodov decká fakulta Univerzity Karlovy, Praha, 130 s.
- TUCKER, M. E. (2001): Sedimentary petrology. Blackwell, Oxford, Velká Británie, 262 s., ISBN: 0-632-05735-1
- WRAY, R. A. L. (1997a): A global review of solutional weathering forms on quartz sandstones. *Earth Science Reviews*, vol. 42, s. 137 – 160
- WRAY, R. A. L. (1997b): Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? *Cace and Karst Science*, vol. 24, no. 2, 81 – 86

8 P ílohy

8.1 Tabulky

Tabulka P1: Zpracovávané vzorky.

íslo vzorku	vrt	metráž	oblast	charakter
1V	4522A	9,25	1	jádro
2V	4522A	10,7	1	jádro
3V	4522A	11,43	1	jádro
4V	4522A	50,5	1	jádro
5V	4522A	58,45	1	jádro
6V	4522A	86,4	1	jádro
7V	4522A	87,23	1	jádro
8V	4522A	87,85	1	jádro
9V	4522A	88,7	1	jádro
10V	4522A	112,35	1	jádro
11V	4522A	114,14	1	jádro
12V	4522A	115,5	1	jádro
13V	4522A	116,87	1	jádro
14V	4522A	119,75	1	jádro
15V	4522A	120,47	1	jádro
16V	4522A	121,38	1	jádro
17V	4522A	122,48	1	jádro
18V	4522A	123,35	1	jádro
19V	4522A	126	1	jádro
20V	4522A	172,9	1	jádro
21V	4522A	177,6	1	jádro
22V	4522A	182,65	1	jádro
23V	4522A	187,5	1	jádro
24V	4522A	192	1	jádro
25V	4522A	197	1	jádro
26V	4522A	202,39	1	jádro
27V	4522A	207,73	1	jádro
28V	4521B	14,98	1	jádro
29V	4521B	15,42	1	jádro
30V	4521B	21,95	1	jádro
31V	4521B	26,7	1	jádro
32V	4521B	27,6	1	jádro
33V	4521B	28,68	1	jádro
34V	4521B	39,27	1	jádro
35V	4521B	45,15	1	jádro
37V	4522_36	19-22	1	dr

íslo vzorku	vrt	metráž	oblast	charakter
38V	4522_36	24-25	1	dr
39V	4522_36	25-28	1	dr
40V	4522_36	28-31	1	dr
41V	4522_36	33-34	1	dr
43V	4522_36	37-40	1	dr
44V	4522_36	40-43	1	dr
45V	4522_36	43-45,5	1	dr
46V	4522_36	45,5-46	1	dr
47V	4522_36	46-47,5	1	dr
51V	4522_36	50,5-51	1	dr
52V	4522_36	51-67	1	dr
53V	4522_36	67-79	1	dr
54V	4522_36	79-89	1	dr
55V	4522_36	89-100	1	dr
56V	4522_36	100-112	1	dr
57V	4522_36	112-127	1	dr
58V	4720_47	1-2	1	dr
59V	4720_47	2-5	1	dr
60V	4720_47	5-8	1	dr
61V	4720_47	8-10	1	dr
63V	4720_47	13-17	1	dr
64V	4720_47	17-20	1	dr
65V	4720_47	20-23	1	dr
66V	4720_47	23-26	1	dr
67V	4720_47	26-29	1	dr
68V	4720_47	29-32	1	dr
69V	4720_47	32-35	1	dr
70V	4720_47	35-38	1	dr
71V	4720_47	38-41	1	dr
72V	4720_47	41-44	1	dr
73V	4720_47	44-47	1	dr
74V	4720_47	47-50	1	dr
75V	4720_47	50-53	1	dr
76V	4720_47	53-56	1	dr
77V	4720_47	56-59	1	dr
78V	4720_47	59-62	1	dr

íslo vzorku	vrt	metráž	oblast	charakter
79V	4720_47	62-65	1	dr
80V	4720_47	65-68	1	dr
81V	4720_47	68-71	1	dr
82V	4720_47	71-74	1	dr
83V	4720_47	74-77	1	dr
84V	4720_47	77-80	1	dr
85V	4710_22	9-12	1	dr
86V	4710_22	12-15	1	dr
87V	4710_22	15-18	1	dr
88V	4710_22	18-21	1	dr
89V	4710_22	21-24	1	dr
90V	4710_22	24-27	1	dr
91V	4710_22	27-30	1	dr
92V	4710_22	30-33	1	dr
93V	4710_22	33-36	1	dr
94V	4710_22	42-45	1	dr
95V	4710_22	45-48	1	dr
96V	4710_22	54-57	1	dr
97V	4710_22	57-60	1	dr
98V	4710_22	63-65	1	dr
99V	4710_22	68-71	1	dr
100V	4710_22	71-74	1	dr
101V	4710_22	74-77	1	dr
103V	4710_22	80-83	1	dr
104V	4710_22	83-85	1	dr
105V	4710_22	85-88	1	dr
106V	4710_22	88-91	1	dr
108V	4710_22	94-97	1	dr
109V	4710_22	97-101	1	dr
110V	4710_22	101-104	1	dr
115V	4710_22	117-120	1	dr
116V	4710_22	120-123	1	dr
117V	4710_22	130-133	1	dr
118V	4710_22	133-136	1	dr
119V	4710_22	136-139	1	dr
120V	4710_22	139-142	1	dr
121V	4710_22	142-145	1	dr
122V	4710_22	151-154	1	dr
123V	štola Pšovka		1	jádro
124V	619 Volavec		1	jádro
125V	Kon iny		1	jádro

íslo vzorku	vrt	metráž	oblast	charakter
126V	prm. Sv. Marie Horní Újezd		3	jádro
127V	4521B	48,7	1	jádro
128V	4521B	49,65	1	jádro
129V	4521B	54,5	1	jádro
130V	4521B	55,85	1	jádro
131V	4521B	57,55	1	jádro
132V	4521B	67,1	1	jádro
133V	4521B	69,6	1	jádro
134V	4521B	71,3	1	jádro
135V	4521B	77,65	1	jádro
136V	4521B	91,65	1	jádro
137V	4521B	111,4	1	jádro
138V	4521B	114,1	1	jádro
139V	4521B	116,8	1	jádro
140V	4521B	176,4	1	jádro
141V	4521B	192,7	1	jádro
142V	4521B	197,85	1	jádro
143V	4521B	205	1	jádro
144V	4521B	205,4	1	jádro
145V	4521B	214,15	1	jádro
146V	4521B	214,35	1	jádro
147V	4521B	214,6	1	jádro
148V	4522C	120,15	1	jádro
149V	4522C	120,2	1	jádro
150V	4522C	122,7	1	jádro
151V	4522C	127,25	1	jádro
152V	4522C	127,7	1	jádro
153V	4522B	4,2	1	jádro
154V	4522B	7,85	1	jádro
155V	4522B	52,7	1	jádro
156V	4522B	54,3	1	jádro
157V	4530A	8,05	2	jádro
158V	4530A	15,2	2	jádro
159V	4530A	21,2	2	jádro
160V	4530A	25,2	2	jádro
161V	4530A	27,7	2	jádro
162V	4530A	32,6	2	jádro
163V	4530A	35	2	jádro
164V	4530A	38,2	2	jádro
165V	4530A	42,4	2	jádro

íslo vzorku	vrt	metráž	oblast	charakter
166V	4530A	46	2	jádro
167V	4530A	54,6	2	jádro
126V	prm. Sv. Marie Horní Újezd		3	jádro
168V	4270_02W	6	3	jádro
169V	4270_02W	9,85	3	jádro
170V	4270_02W	12	3	jádro
171V	4270_02W	12,4	3	jádro
172V	4270_02W	18,35	3	jádro
173V	4270_02W	21,6	3	jádro
174V	4270_02W	43,05	3	jádro
175V	4270_02W	49,25	3	jádro
176V	4270_02W	54	3	jádro
177V	4270_02W	57	3	jádro
178V	4270_02W	58	3	jádro
179V	4270_02W	60,05	3	jádro
180V	4270_02W	64,6	3	jádro
181V	4270_02W	68	3	jádro
182V	4270_02W	70,6	3	jádro

íslo vzorku	vrt	metráž	oblast	charakter
183V	4270_02W	75,9	3	jádro
184V	4270_02W	80,05	3	jádro
185V	4270_02W	91,7	3	jádro
186V	4270_02W	128,3	3	jádro
187V	4270_02W	129,15	3	jádro
188V	4270_02W	132,9	3	jádro
189V	4270_02W	134,35	3	jádro
190V	4270_02W	137,4	3	jádro
191V	4270_02W	141,4	3	jádro
192V	4270_02W	143,15	3	jádro
193V	4270_02W	146,9	3	jádro
194V	4270_02W	147,4	3	jádro
195V	4270_02W	149,2	3	jádro
196V	4270_02W	156,25	3	jádro
197V	4270_02W	157,75	3	jádro
198V	4270_02W	165	3	jádro
199V	4270_02W	169	3	jádro
200V	4270_02W	172,2	3	jádro
201V	4270_02W	180,05	3	jádro

Tabulka P2: naměřené hodnoty - p vodní porozita (n_1), porozita po loužení (n_2) a rozdíl porozit (Δn)

vzorek	n_1 (%)	n_2 (%)	Δn (%)
3V	8,53	31,02	22,49
4V	11,26	28,30	17,04
6V	6,14	36,99	30,84
9V	11,66	33,58	21,92
10V	4,92	28,91	23,99
11V	23,82	30,24	6,42
12V	8,73	35,74	27,01
14V	11,32	36,84	25,52
15V	19,27	29,51	10,24
16V	17,25	36,39	19,13
17V	13,24	50,14	36,90
18V	11,46	42,02	30,55
20V	14,02	35,52	21,50
21V	13,47	34,51	21,04
22V	13,39	30,47	17,08
23V	13,54	36,95	23,40
24V	14,55	32,70	18,15
25V	11,14	30,26	19,11
26V	10,89	23,96	13,07
27V	15,14	31,97	16,84
28V	4,80	31,28	26,48
29V	13,26	36,94	23,68
30V	6,60	38,75	32,15
31V	11,37	32,34	20,97
32V	10,87	31,84	20,97
33V	13,90	27,93	14,03
35V	6,99	28,71	21,72
64V	20,03	37,52	17,49
68V	18,39	36,91	18,52
89V	8,98	26,76	17,78
101V	10,07	36,96	26,89
116V	15,75	18,28	2,54
123V	29,18	29,40	0,21
124V	7,54	24,79	17,25
125V	14,44	28,28	13,83
126V	6,38	36,41	30,03
127V	12,97	24,53	11,56
128V	8,10	35,56	27,47
129V	13,62	40,14	26,52
130V	9,81	36,67	26,87
131V	14,63	24,87	10,24
132V	11,85	22,44	10,59
133V	6,78	27,80	21,03
134V	8,54	28,41	19,87

vzorek	n_1 (%)	n_2 (%)	Δn (%)
136V	7,41	35,47	28,06
137V	5,49	25,31	19,81
138V	23,68	23,74	0,06
139V	19,02	20,16	1,14
141V	3,76	31,16	27,40
143V	23,19	24,89	1,70
145V	14,95	34,48	19,53
146V	12,74	28,44	15,70
148V	19,36	20,72	1,36
149V	7,16	25,25	18,08
150V	16,97	22,68	5,70
153V	10,48	35,15	24,68
154V	15,39	33,44	18,05
155V	19,98	29,02	9,05
156V	22,88	23,23	0,36
168V	19,39	42,61	23,21
169V	15,77	51,32	35,55
170V	9,49	53,93	44,43
171V	15,10	33,19	18,09
172V	22,48	32,62	10,14
173V	9,21	39,77	30,56
174V	12,34	33,90	21,56
175V	11,58	31,86	20,28
176V	13,33	31,56	18,22
177V	12,85	26,35	13,50
178V	9,79	33,07	23,28
179V	11,51	25,52	14,00
180V	15,42	26,14	10,71
181V	5,14	61,96	56,82
182V	8,99	36,89	27,90
183V	10,33	40,49	30,16
184V	10,17	40,25	30,07
185V	8,83	38,26	29,42
187V	14,39	47,27	32,88
188V	17,78	44,49	26,71
192V	5,55	9,61	4,05
193V	2,77	63,33	60,57
195V	16,94	36,73	19,80
196V	4,69	71,53	66,84
197V	14,14	43,21	29,07
198V	8,60	33,48	24,88
199V	9,15	40,65	31,50
200V	9,51	30,17	20,65
201V	9,17	32,33	23,16

Tabulka P3: Tabulka vzork , u kterých se nedala zm ěnit porozita po loužení; M = zachovala se malá soudržná ást, R = vzorek se rozpadl

vzorek	n ₁ (%)	
1V	10,06	M
2V	5,09	R
5V	5,77	R
7V	6,16	M
8V	5,35	M
13V	3,77	R
19V	5,61	R
34V	6,15	R
100V	11,71	R
135V	3,01	R
140V	3,59	R
142V	5,46	M
144V	5,71	M
147V	10,73	M
151V	6,05	R

vzorek	n ₁ (%)	
152V	16,38	M
157V	24,75	R
159V	20,83	R
161V	21,64	R
162V	17,83	R
163V	25,18	R
164V	20,80	R
165V	22,56	R
166V	13,83	R
167V	18,64	R
189V	2,53	R
190V	3,17	R
191V	2,75	R
194V	2,81	R

Tabulka P4: zpracované vzorky; RS - rozpustná složka; Y - opad; ÚR - úroveň rozpadu

vzorek	RS (%)	kalcimetrie GS (%)	Y (%)	ÚR
1V	54,48	53,89	54,71	4
2V	36,00	35,81	100,00	5
3V	30,59	23,57	0,17	2
4V	27,98	26,03	0,06	2
5V	46,72	49,77	100,00	5
6V	39,36	46,18	6,98	3
7V	58,51	46,43	49,30	4
8V	67,00	68,19	87,00	5
9V	35,90	34,87	0,90	2
10V	27,45	22,75	2,14	3
11V	7,53	6,30	0,63	2
12V	39,96	35,77	10,15	4
13V	47,64	46,78	100,00	5
14V	37,12	21,91	15,10	4
15V	19,28	18,54	0,05	2
16V	21,90	23,30	0,17	2
17V	42,35	41,14	1,55	3
18V	35,87	49,28	0,99	2
19V	74,98	74,83	100,00	5
20V	21,33	18,44	3,71	3
21V	22,36	18,89	1,43	3

vzorek	RS (%)	kalcimetrie GS (%)	Y (%)	ÚR
22V	17,62	18,35	6,62	3
23V	25,02	23,53	11,26	4
24V	19,58	17,40	0,54	2
25V	23,70	20,16	0,19	2
26V	29,15	25,40	3,17	3
27V	20,20	17,30	7,46	3
28V	33,19	29,50	0,21	2
29V	29,60	26,66	0,77	2
30V	44,30	42,10	4,35	3
31V	25,75	25,40	0,20	2
32V	25,86	22,52	0,33	2
33V	16,18	12,31	0,56	2
34V	49,16	44,98	100,00	5
35V	25,00	23,54	0,09	2
37V	7,33	4,00		
38V	6,67	2,13		
39V	10,78	8,05		
40V	11,25	11,46		
41V	46,20	29,89		
43V	21,36	20,64		
44V	28,37	23,19		

vzorek	RS (%)	kalcimetrie GS (%)	Y (%)	ÚR
45V	18,70	15,30		
46V	23,08	12,39		
47V	26,92	11,73		
51V	13,66	5,65		
52V	23,62	25,53		
53V	28,67	28,21		
54V	29,28	32,93		
55V	28,43	23,25		
56V	34,04	29,09		
57V	29,31	24,17		
58V	20,42	5,19		
59V	14,41	2,53		
60V	19,31	2,82		
61V	30,93	5,35		
63V	14,20	12,71		
64V	25,39	33,08	0,16	2
65V	23,49	20,09		
66V	23,65	17,32		
67V	21,26	19,84	2,04	3
68V	25,16	27,24	4,01	3
69V	24,18	22,53		
70V	23,84	20,72		
71V	20,17	18,99		
72V	22,86	18,81		
73V	17,71	19,69		
74V	21,38	20,41		
75V	5,69	21,37		
76V	17,10	22,31		
77V	21,23	20,22		
78V	21,80	31,36		
79V	15,16	27,55		
80V	34,01	26,84		
81V	33,17	31,82		
82V	20,08	33,74		
83V	39,42	36,93		
84V	62,84	58,01		
85V	20,16	16,43		
86V	24,11	15,11		
87V	41,35	36,12		
88V	25,71	40,85		
89V	26,27	26,58	5,75	3
90V	40,86	47,78		

vzorek	RS (%)	kalcimetrie GS (%)	Y (%)	ÚR
91V	86,48	61,74		
92V	46,49	18,36		
93V	43,30	38,03		
94V	44,49	24,95		
95V	32,54	13,88		
96V	36,71	13,44		
97V	30,63	14,67		
98V	48,16	20,56		
99V	36,89	37,13		
100V	35,33	33,77	100,00	5
101V	30,46	18,01	31,58	4
103V	23,74	1,03		
104V	45,45	0,92		
105V	26,00	1,67		
106V	27,78	1,03		
108V	4,04	0,30		
109V	2,11	1,26		
110V	39,62	0,91		
115V	3,03	0,99		
116V	1,31	0,71	0,10	1
117V	3,01	0,39		
118V	2,94	0,65		
119V	24,25	24,54		
120V	42,30	41,47		
121V	37,10	40,47		
122V	46,43	39,92		
123V	0,37	0,04	1,43	1
124V	30,87	38,97	0,04	2
125V	29,20	22,26	0,07	2
126V	44,35	56,85	0,06	2
127V	26,03	29,91	0,16	2
128V	41,78	38,18	7,59	3
129V	41,14	36,68	3,00	3
130V	41,31	50,06	3,95	3
131V	22,39	22,41	0,79	2
132V	21,31	21,11	0,33	2
133V	31,84	31,00	0,92	2
134V	29,98	29,38	0,27	2
135V	43,75	41,85	100,00	5
136V	45,12	39,17	20,61	4
137V	26,16	24,99	1,06	3
138V	3,38	2,28	0,33	1

vzorek	RS (%)	kalcimetrie GS (%)	Y (%)	ÚR
139V	3,59	2,82	0,37	1
140V	39,91		100,00	5
141V	35,31	37,10	2,94	3
142V	43,48	38,86	72,76	5
143V	2,41	1,61	1,20	1
144V	36,27	37,32	57,99	5
145V	35,17	29,60	34,74	4
146V	26,68	23,83	8,76	3
147V	42,12	26,48	94,08	5
148V	10,38	9,68	5,74	3
149V	26,33	27,63	1,00	3
150V	18,97	17,91	2,04	3
151V	79,67	69,30	100,00	5
152V	22,46	19,86	68,36	5
153V	26,93	24,50	9,95	3
154V	24,03	24,91	2,00	3
155V	6,85	5,93	0,19	2
156V	0,84		0,05	1
157V	16,56	13,64	100,00	5
158V	19,47	16,55	100,00	5
159V	23,06	20,80	100,00	5
160V	17,55	14,92	100,00	5
161V	20,42	19,09	100,00	5
162V	25,05	24,92	100,00	5
163V	27,47	25,44	100,00	5
164V	38,60	35,15	100,00	5
165V	24,73	24,63	100,00	5
166V	33,94	35,13	100,00	5
167V	29,49	30,28	100,00	5
168V	29,98	27,95	0,00	2
169V	41,22	40,70	26,44	4
170V	60,39	61,00	2,49	3

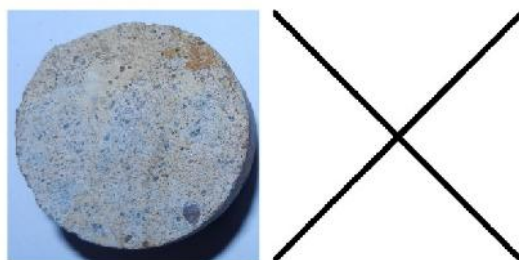
vzorek	RS (%)	kalcimetrie GS (%)	Y (%)	ÚR
171V	25,66	24,51	0,00	2
172V	14,27	4,02	1,55	3
173V	35,85	38,02	0,00	2
174V	25,72	22,58	0,06	2
175V	24,88	23,98	0,04	2
176V	27,19	25,04	0,00	2
177V	22,18	27,90	0,00	2
178V	31,88	33,59	0,00	2
179V	24,08	28,27	0,00	2
180V	13,00	12,97	0,00	2
181V	61,05	62,26	0,00	2
182V	33,68	34,93	0,16	2
183V	34,05	35,10	0,11	2
184V	34,72	35,79	0,22	2
185V	37,64	40,88	0,33	2
186V	15,48	16,68	100,00	5
187V	38,30	36,29	2,92	3
188V	31,90	29,31	0,14	2
189V	87,87	86,94	100,00	5
190V	82,44	82,01	100,00	5
191V	83,61	85,44	100,00	5
192V	2,23	3,82	0,00	1
193V	69,32	80,80	10,89	4
194V	76,60	78,81	100,00	5
195V	27,95	36,79	0,11	2
196V	79,24	85,60	50,42	5
197V	37,15	26,37	0,06	2
198V	32,13	25,65	0,06	2
199V	35,64	31,14	0,00	2
200V	27,34	27,19	0,00	2
201V	29,58	29,71	0,00	2

8.2 Porovnání vzorků před a po loužení v HCl

Páry fotografií zobrazují, jak vzorek vypadal před loužením (fotografie vlevo) a jak vypadá po loužení (fotografie vpravo). Vzorky jsem se snažil fotit v přibližně stejné poloze, aby bylo vidět, jak na loužení reagovaly různé části vzorku. Když se vzorek při loužení úplně rozpadl, je jeho pole proškrtnuté (viz vzorek 2V). Velikost vzorku je téměř stejná jako ve skutečnosti.



1V



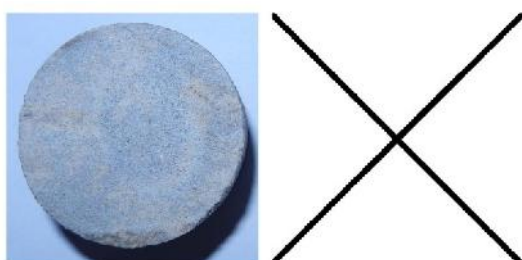
2V



3V



4V



5V



6V



7V



8V



9V



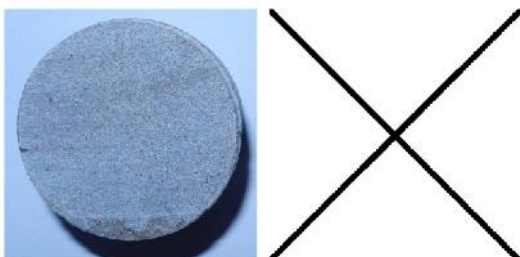
10V



11V



12V



13V



14V



15V



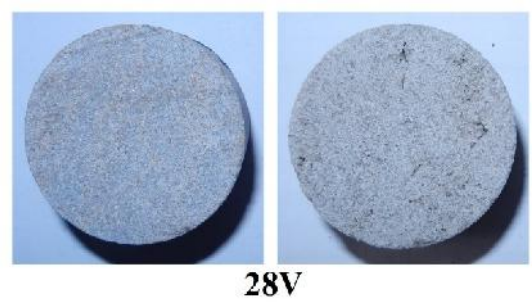
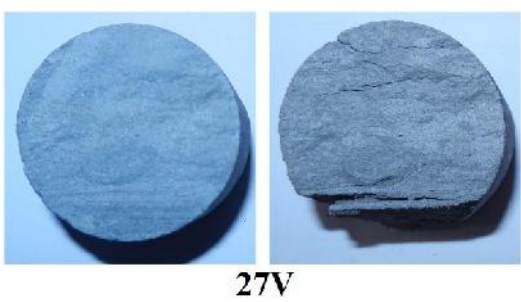
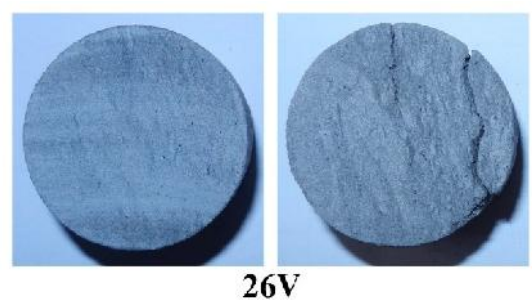
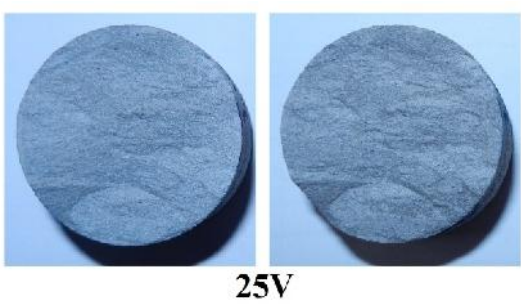
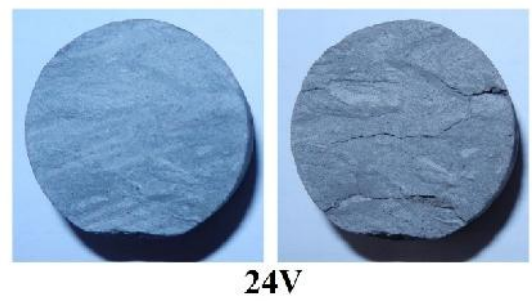
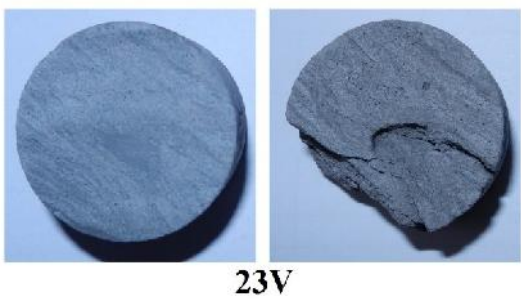
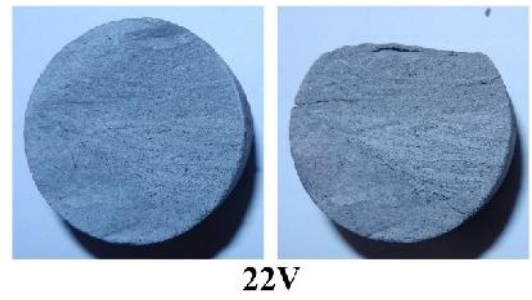
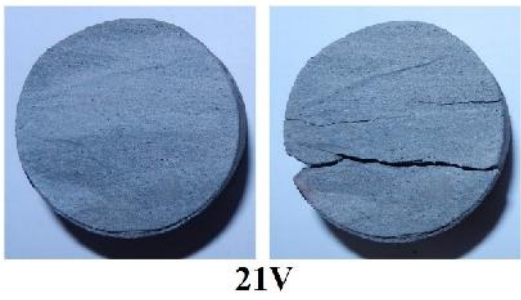
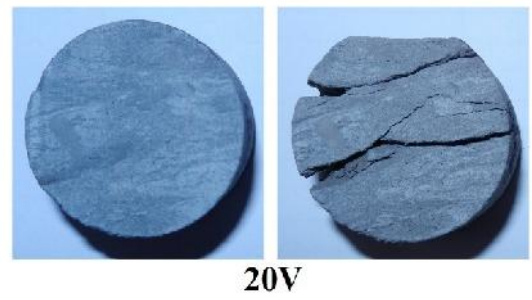
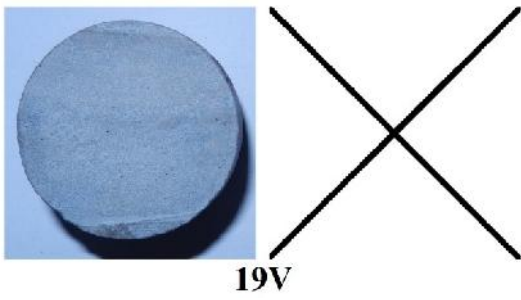
16V



17V



18V





29V



30V



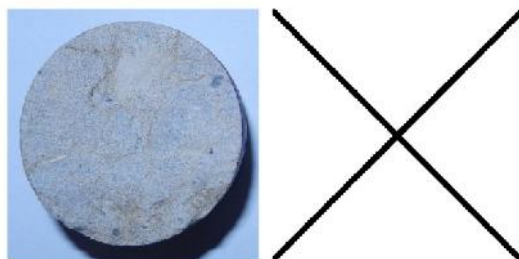
31V



32V



33V



34V



35V



37V



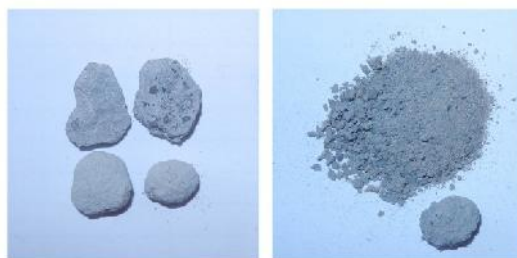
38V



39V



40V



41V



43V



44V



45V



46V



47V



51V



52V



53V



54V



55V



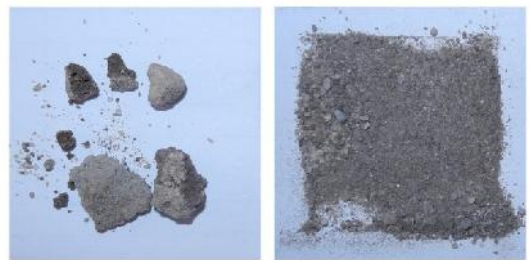
56V



57V



58V



59V



60V



61V



63V



64V



65V



66V



67V



68V



69V



70V



71V



72V



73V



74V



75V



76V



77V



78V



79V



80V



81V



82V



83V



84V



85V



86V



87V



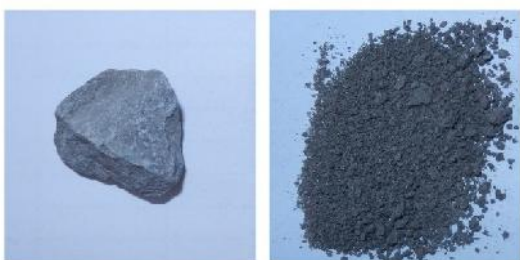
88V



89V



90V



91V



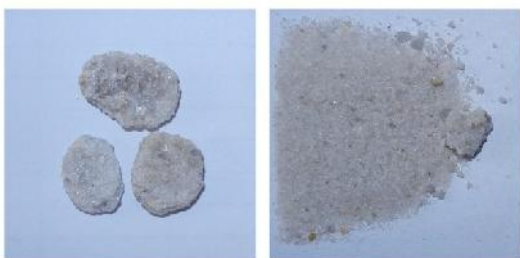
92V



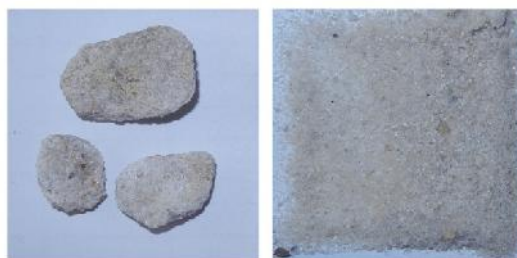
93V



94V



95V



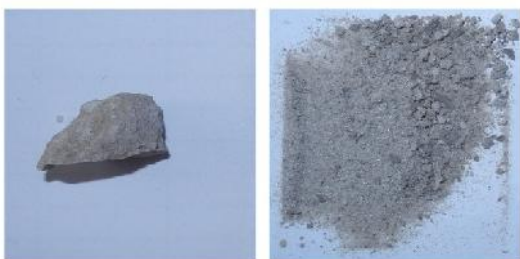
96V



97V



98V_A



98V_B



99V



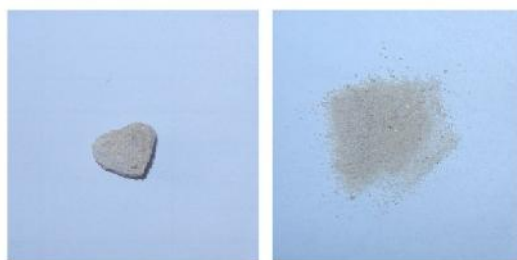
100V



101V



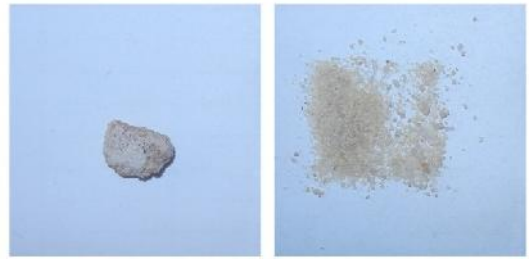
103V



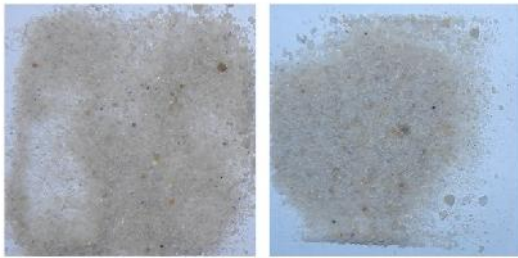
104V



105V



106V



108V



109V



110V



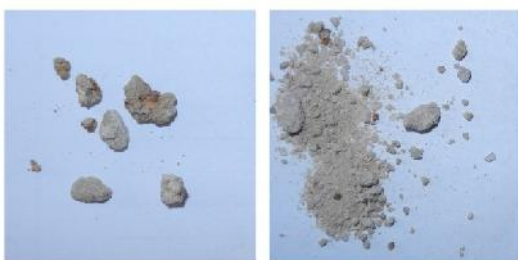
115V



116V



117V



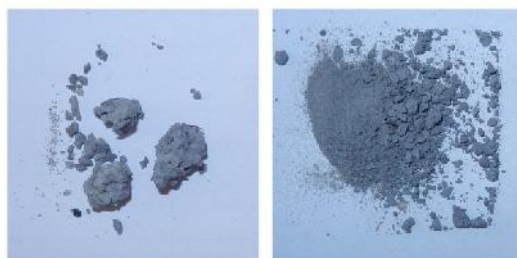
118V



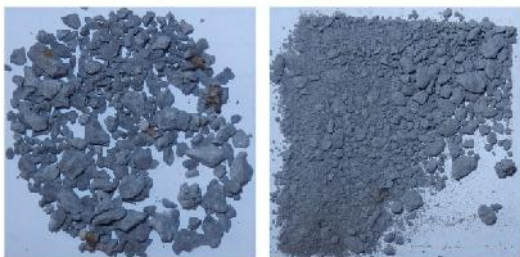
119V



120V



121V



122V



123V



124V



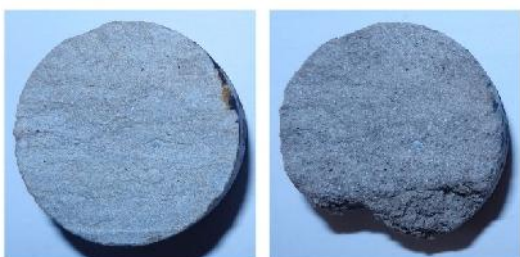
125V



126V



127V



128V



129V



130V



131V



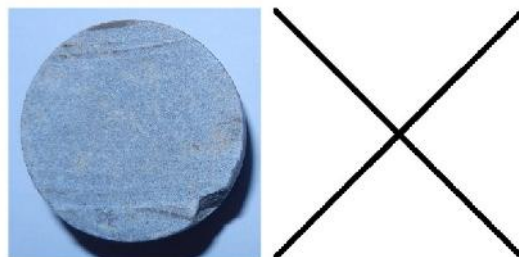
132V



133V



134V



135V



136V



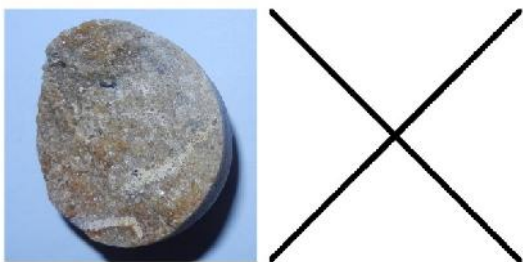
137V



138V



139V



140V



141V



142V



143V



144V



145V



146V



147V



148V



149V



150V



151V



152V



153V



154V



155V



156V



157V



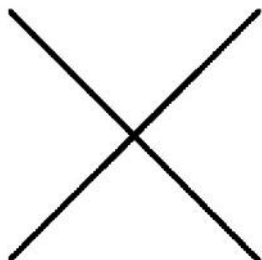
158V



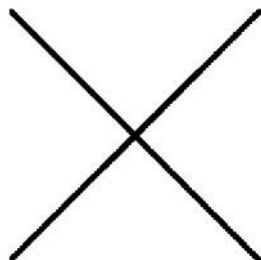
159V



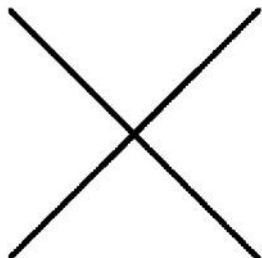
160V



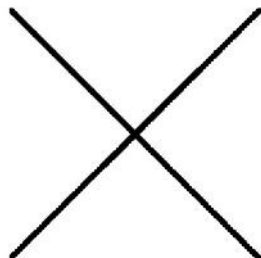
161V



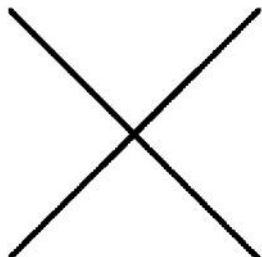
162V



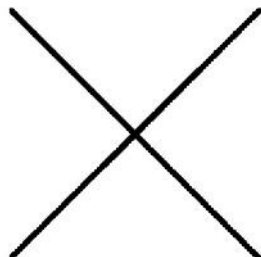
163V



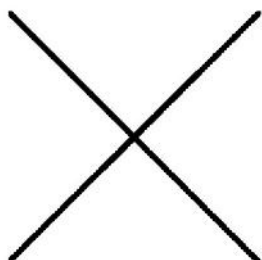
164V



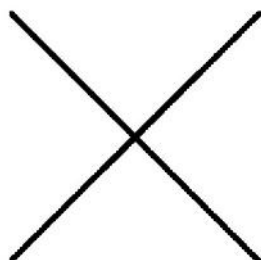
165V



166V



167V



168V



169V





170V



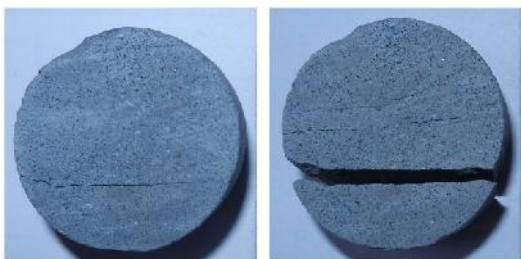
171V



172V



173V



174V



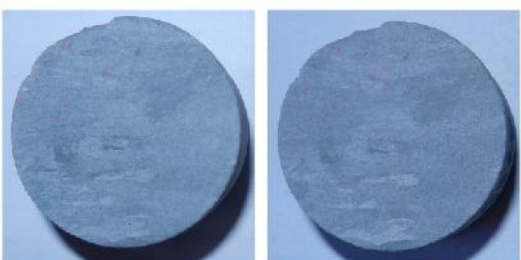
175V



176V



177V



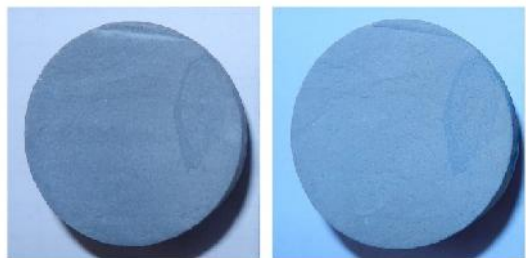
178V



179V



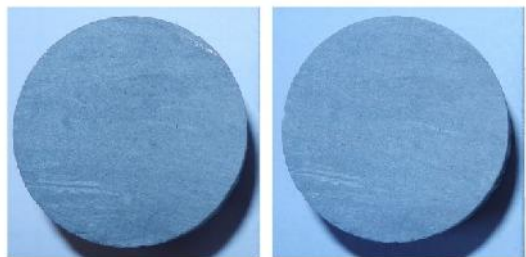
180V



181V



182V



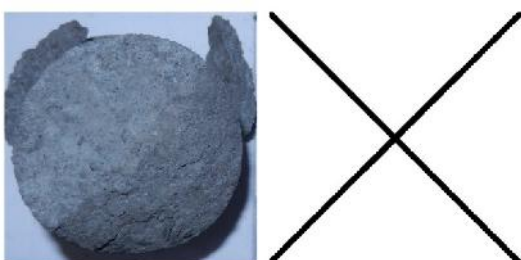
183V



184V



185V



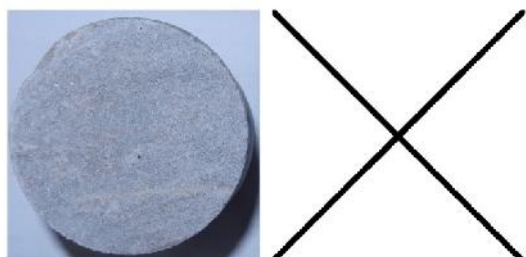
186V



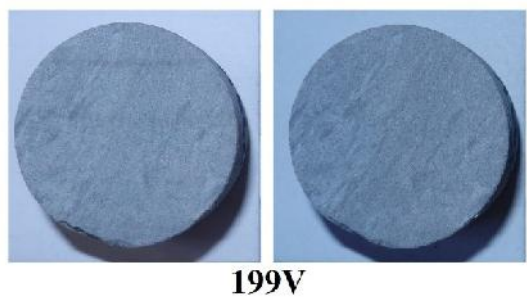
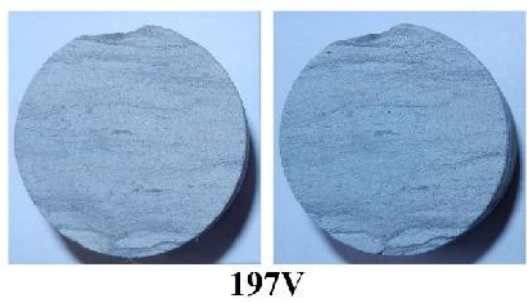
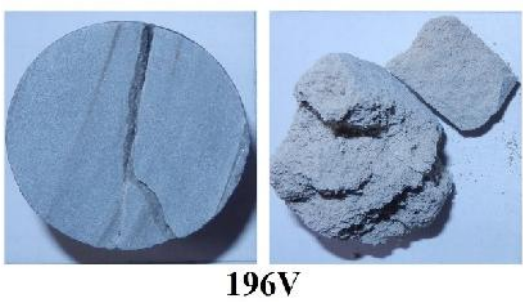
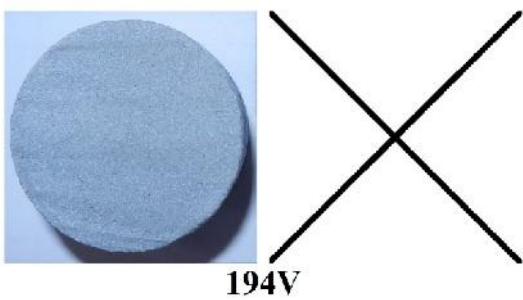
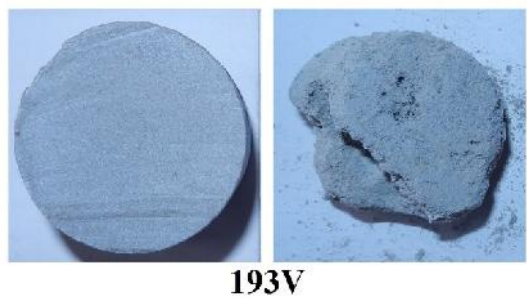
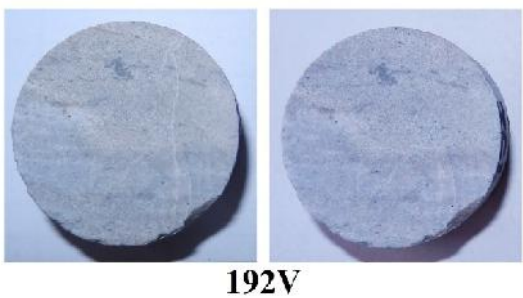
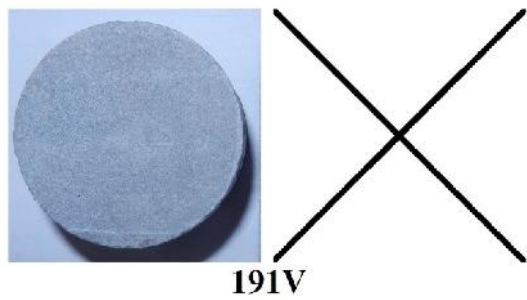
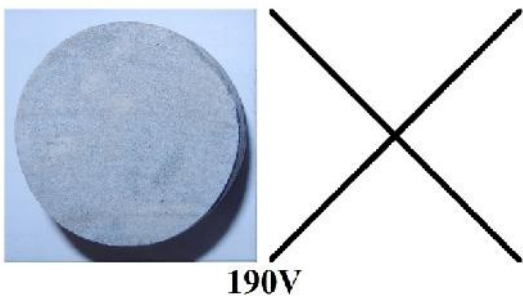
187V

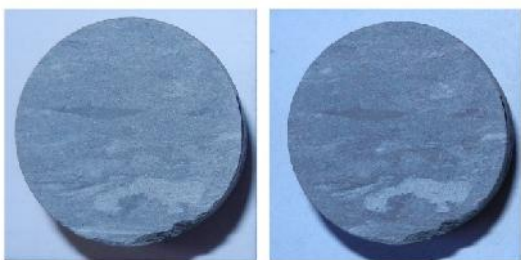


188V

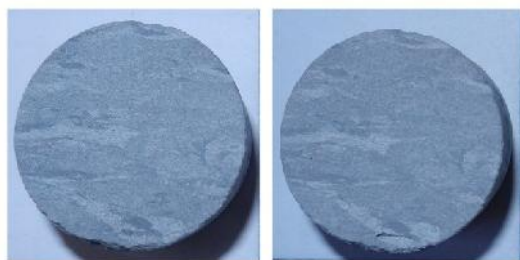


189V





200V



201V